



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA, GEOMETALURGIA, CONTROLES E
GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE FÓSFORO, TERRAS
RARAS E TITÂNIO DO COMPLEXO CARBONATÍTICO
CATALÃO I, GO.**

**TESE DE DOUTORADO
Nº 84**

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção

Por : Carlos Cordeiro Ribeiro

**Orientador: Prof. José Carlos Gaspar - IG/UnB
Co-Orientador: José Affonso Brod - IG/UnB**

Membros da Banca:

**Prof. Claudinei Gouveia de Oliveira - IG/UnB
Prof. Augusto Cesar Bittencourt Pires - IG/UnB
Profa. Maria Cristina Motta de Toledo – USP
Prof. Reiner Neumann - CETEM**

**BRASÍLIA – DF
15/02/2008**

Agradecimentos

Esta tese é fruto do trabalho de 20 anos de geologia na mina de fosfato da empresa Fosfertil (ex-Goiásfertil).

Quando assumi o cargo de Chefe do Setor de Mina em 1987 me deparei com uma situação de total descaso com os assuntos ligados a geologia daquela empresa. Com o passar dos anos, o volume de conhecimentos adquiridos pelo trabalho e pela grande oportunidade em receber e apoiar vários pesquisadores de várias universidades me despertou o interesse de algo mais acadêmico. Nesta época tive o imenso prazer de conviver, apoiar, trocar idéias, às vezes fantasiosas, com pesquisadores como Sonia (Oliveira), Roseli (imbernon) (USP), Vitor Pereira (UFRS), Reiner Neumann (Cetem), Prof. Maria Cristina Toledo (USP), Débora Passos de Araujo (UnB), Lápido Loureiro (Cetem). Não fosse a influência destes pesquisadores talvez todo meu conhecimento adquirido tivesse se perdido no tempo.

Finalmente no final de 1998, ano difícil para mim na empresa, ainda em adaptação do choque da privatização em 1993, tive o apoio entusiasmado do Prof. José Carlos Gaspar para a realização de uma tese de doutorado. Portanto, Gaspar foi a gota d'água que eu precisava para assumir esta responsabilidade. Assim, quero antes de tudo, agradecer a este mestre, meu orientador e amigo, pelo seu apoio, sua paciência e sua disposição para me conduzir nestes anos de elaboração desta tese. No decorrer deste tempo tive o prazer de conhecer outro pesquisador na UnB a quem devo muito: meu co-orientador Prof. José Affonso Brod. Além de co-orientador foi também especial companheiro e amigo com quem tive o prazer de promover discussões geológicas do mais alto nível que muito contribuiu para elucidações de meus problemas geológicos. Gostaria de agradecer aos colegas da pós-graduação pelo apoio e a amizade conquistada. Em especial ao Nelson Fava, a Tereza Maria Cristina, a Sara Lenharo, ao Carlos Noqueira (Carlão), a Danielle Piuzana, a Cristiane Castañeda, ao Murilo Gomes, a Luciana Miyahara (minha companheira de sala) e outros.

Não posso deixar de agradecer a empresa Fosfertil, especificamente ao ex-diretor Guillermo de Felipe pelo apoio e autorização para realização desta tese. Ainda na Fosfertil um especial agradecimento a minha equipe de apoio de campo e logístico: Antonio de Deus, Abadio e Sanico a quem devo muito do sucesso deste trabalho.

E finalmente, meus agradecimentos aos professores da UnB que sempre me apoiaram e aos funcionários que de uma forma ou outra contribuíram para realização desta tese.

RESUMO

O presente trabalho descreve as características geológicas e geometalúrgicas dos depósitos de fosfato, titânio, nióbio e terras raras da porção nordeste do Complexo Carbonatítico Catalão I - GO. O controle das mineralizações foi determinado para os processos magmático, metassomático e intempérico. A tipologia dos minérios foi definida dentro do conceito geometalúrgico. Os métodos utilizados foram mapeamento geológico, descrição de testemunhos de sondagem, petrografia, química mineral, estatística bi e multielementar e caracterização tecnológica dos minérios.

Observações de campo e petrografia indicam a existência de três séries petrogenéticas: bebedourítica, foscorítica e carbonatítica. A Série Bebedourítica é formada a partir de um líquido silicático gerado por imiscibilidade de um magma primitivo, silico-carbonatado, produzindo, por diferenciação, dunitos, piroxenitos e veios de carbonatito residual. Em um segundo evento de imiscibilidade, o líquido carbonatítico inicial se reparte em um componente foscorítico e outro carbonatítico. O foscorito assim formado é inicialmente rico em olivina e evolui para formar cumulos de apatita. O componente carbonatítico sofre um terceiro e último episódio de imiscibilidade, gerando novos componentes foscorítico e carbonatítico. Este segundo foscorito não contém olivina, mas é rico em pirocloro e magnetita.

Foram reconhecidos os seguintes protolitos nas mineralizações estudadas: nos depósitos de fosfato os protolitos são piroxenitos tardios da Série Bebedourítica e olivina-foscoritos; para o titânio são os piroxenitos iniciais da Série Bebedourítica; para o nióbio os foscoritos gerados no terceiro evento de imiscibilidade; para os ETR os protolitos são flogopititos metassomáticos, foscoritos com nióbio, e dolomita carbonatitos, metassomatizados por fluidos carbo-hidrotermais;

O magmatismo exerceu importante papel na formação das jazidas de fosfato, titânio e nióbio, concentrando, respectivamente, apatita, perovskita e pirocloro por cristalização fracionada, bem como na estruturação dos depósitos primários na forma de enxames de diques.

O papel do metassomatismo na formação das jazidas de fosfato foi modesto, gerando apatita hidrotermal principalmente em flogopititos e foscoritos com nióbio. Para a monazita, o metassomatismo foi o agente principal da mineralização, através de fluidos carbo-hidrotermais carregados em ETR, possivelmente liberadas durante a transformação metassomática da perovskita em anatásio. Tais fluidos provocaram a substituição da apatita e dolomita por monazita, em protolitos das Séries Bebedourítica,

Foscorítica e Carbonatítica. A ação dos fluidos carbo-hidrotermais sobre rochas da Série Foscorítica produziu dois tipos petrográficos: nelsonitos mineralizados em apatita, ilmenita, nióbio e monazita denominados unidade C2a, e rochas compostas essencialmente por monazita, com carbonatos e apatita subordinados, denominada monazitito. Em ambos, ocorrem *pipes* de explosão preenchidos por brechas que indicam fragmentação do magma, com fluxo particulado turbulento dentro da câmara magmática.

Para o anatásio, os fluidos carbo-hidrotermais agiram sobre piroxenitos com perovskita, transformando a rocha em flogopitito metassomático e convertendo perovskita em anatásio.

O papel do intemperismo na formação da jazida de fosfato é comprovado pela concentração supergênica principalmente no nível Saprolito Isalterítico. Para o titânio, o processo concentrou residualmente o anatásio formado por processos carbo-hidrotermal e originou anatásio neoforado, a partir de perovskita. Para os ETR, o intemperismo substituiu carbonatos por sílica nos dolomita carbonatitos magnésíticos promovendo a concentração residual de monazita, por eliminação de parte dos carbonatos. No flogopitito, o intemperismo transformou a rocha em um saprolito com alta concentração de ETR. Nos foscoritos, atuou na dissolução dos carbonatos e apatita das camadas C2a e C2b promovendo enriquecimento residual em monazita. Para nióbio, o intemperismo concentrou e transformou o Ca-pirocloro dos foscoritos em Ba-pirocloro, no nível Saprolito Aloterítico.

O depósito de fosfato é constituído pelos seguintes tipos de minério definidos por critérios geometalúrgicos: Minério Oxidado e Minério Micáceo-oxidado, posicionados no topo do nível Saprolito Isalterítico. Minério Micáceo Topo, Minério Micáceo Médio e Minério Micáceo Base posicionados na base do nível Saprolito Isalterítico. Minério Silico-carbonatado posicionado na base do nível Rocha alterada. Esses tipos foram adicionalmente sub-divididos em foscorítico e flogopitítico

A análise estatística simples revelou duas populações de foscorito. A Análise de Componentes Principais permitiu gerar assinaturas geometalúrgicas em mapa, individualizando zonas com características geometalúrgicas diferentes. A geoestatística revelou a presença de anisotropias zonais, relacionadas aos dois tipos de foscorito, confirmando a presença de duas linhas evolutivas para estas rochas.

O depósito de ETR é constituído por quatro tipos de minério; Minério Saprolítico derivado do intemperismo dos flogopititos com veios de monazita; Minério Nelsonítico

derivado do metassomatismo de foscritos ricos em nióbio; Minério Carbonatítico derivado da alteração metassomática de dolomita carbonatitos; Minério Silicoso derivado do intemperismo sobre o Minério Carbonatítico. A análise estatística dos dados químicos confirma a presença de distintas populações para a monazita, sugerindo diferentes gêneses ou protolitos.

O depósito de titânio é constituído por quatro tipos de minério: Minério tipo I, situado entre a parte inferior do nível Saprolito Aloterítico e a parte superior do nível Saprolito Isalterítico é caracterizado por apresentar a melhor recuperação na flotação, ausência de apatita e perovskita e teor moderado de ferro. ; Minério tipo II, situado no topo do nível Saprolito Aloterítico, é caracterizado por recuperação inferior ao tipo I, e muito rico em ferro; Minério tipo III, situado na parte inferior do nível Saprolito Isalterítico, é caracterizado por baixa recuperação, com presença de mica e apatita; Minério tipo IV, situado entre a parte superior do intervalo de Rocha Alterada e a parte inferior do Nível Saprolito Isalterítico, é caracterizado por baixa recuperação e pela presença de perovskita associada ao anatásio. A análise estatística dos dados químicos da jazida de titânio confirma a presença de mais de uma população.

Palavras-chave: Controle; Gênese; Fosfato; Titânio; Terras Raras; Geometalurgia.

ABSTRACT

This work describes the geological and geometallurgical characteristics of the phosphate, titanium, niobium and rare-earth elements deposits in the northeast part of the Catalão I carbonatite complex, Central Brazil. The mineralization controls were determined for magmatic, metasomatic and weathering processes. The ore types were defined on the basis of geometallurgical concepts. Study methods comprised geological mapping, drill-core description, petrography, mineral chemistry, statistics, and technological characterization of the ore.

Field and petrographic observations indicate the existence of three petrogenetic series: bebedouritic, phoscoritic, and carbonatitic. The Bebedouritic Series derived from a silicate magma generated by liquid immiscibility from a carbonated silicate parent, and evolved through crystal fractionation, producing dunites, pyroxenites, and residual veinlets of carbonatite. During a second immiscibility episode, the initial carbonatite magma separated into phoscorite and carbonatite components. The phoscorite magma thus formed was initially olivine-rich, and evolved to apatite cumulates. The carbonatite branch of this immiscible pair underwent a third, and last, immiscibility event, again generating phoscorite and carbonatite branches. This second phoscorite generation is olivine-free, but pyrochlore- and magnetite-rich.

The following protoliths are recognized for the studied deposits: in the phosphate deposits, protoliths are late-stage pyroxenites from the Bebedourite Series, and early-formed olivine-phoscorites; protoliths for the titanium mineralization are early pyroxenites from the Bebedourite Series; for the niobium mineralization, the second generation of phoscorites, formed in the third immiscibility event; for the REE, the protoliths are metasomatic phlogopitites, Nb-rich phoscorites and dolomite carbonatites subjected to carbo-hydrothermal alteration.

Magmatism played an important role in the Genesis of the phosphate, titanium, and niobium deposits, respectively concentrating apatite, perovskite and pyrochlore through fractional crystallization. It also conditioned the dyke-swarm, stockwork-like structure of the primary ore.

Metasomatism played only a subordinate role in the genesis of the phosphate deposits, forming hydrothermal apatite in phlogopitites and Nb-rich phoscorites. On the other hand, it was the main ore-forming agent for the monazite deposits. Carbo-hydrothermal fluids strongly enriched in REE, possibly as a consequence of the perovskite-anatase transformation, reacted with apatite and dolomite from bebedourites, phoscorites and

carbonatites, replacing them with monazite. The interaction of carbo-hydrothermal fluids with rocks of the Phoscorite Series produced two new petrographic types: nelsonites mineralized with apatite, ilmenite, pyrochlore and monazite, called C2a unit, and a rock essentially composed of monazite, with subordinate apatite and carbonates, classified as monazitite. Both units contain explosion *pipes* filled with breccia, indicating magma fragmentation and turbulent flow of particulate material within the magma chamber.

Regarding the anatase mineralization, carbo-hydrothermal fluids interacted with perovskite-bearing pyroxenites, transforming the rock into a metasomatic phlogopitite and replacing perovskite with anatase.

The role of weathering on the formation of the phosphate deposit is the residual concentration of apatite, mostly in the isalterite level. In the titanium deposit, weathering concentrated the anatase formed by carbo-hydrothermal processes, and produced new (supergenic) anatase from perovskite remnants. Regarding the REE deposit, weathering promoted substitution of the carbonates by silica in magnesite-bearing dolomite carbonatites, with residual concentration of monazite as part of the carbonate was eliminated from the system. Phlogopitites were transformed into highly REE-enriched saprolite, whereas in phoscoritic rocks from the C2a and C2b units, weathering promoted carbonate and apatite dissolution, with consequent residual concentration of monazite. In the niobium deposit, weathering concentrated and transformed the original Ca-pyrochlore from phoscorites into Ba-pyrochlore, in the alloteric saprolite.

The phosphate deposit is composed of the following ore types, on the basis of geometallurgical criteria: oxidized ore and micaceous-oxidized ore, located at the top of the isalteritic saprolite; upper, intermediate, and basal micaceous ore, located at the base of the isalteritic saprolite; siliceous-carbonated ore, located at the base of the altered rock level. All the above were further subdivided in to phoscoritic and phlogopititic.

Descriptive statistical analysis revealed the presence of two phoscorite populations, and Principal Component Analysis allowed establishing geometallurgical signatures, represented in map as zones with different geometallurgical characteristics. Geostatistical analysis showed the presence of zonal anomalies, related with the two different phoscorite types, adding further support to the conclusion that these rocks evolved separately.

The REE deposit consists of four ore types: saprolite ore, derived from the weathering of phlogopitite with monazite veins; nelsonite ore, derived from the metasomatism of Nb-rich phoscorites; carbonatite ore, derived from metasomatic transformation of dolomite carbonatites; siliceous ore, derived from the weathering of the carbonatite ore. Statistical analysis of geochemical data confirms the presence of different populations within the monazite deposit, suggesting distinct genesis or distinct protoliths.

The titanium deposit consists of four ore types: Type I, located between the lower part of the alloteritic saprolite and the upper part of the isalteritic saprolite, is characterized by the best recovery during flotation, lacks apatite and perovskite, and has moderate iron content; Type II, located at the top of the alloteritic saprolite, is very iron-rich and characterized by lower recovery than Type I; Type III, located in the lower part of the isalteritic saprolite is characterized by the presence of mica and apatite, and yields low recovery; Type IV, located between the upper part of the altered rock level and the lower part of the isalteritic saprolite level, is characterized by low recovery and by the presence of perovskite remnants associated with anatase. Statistical analysis of geochemical data confirms the presence of more than one population within the titanium deposit.

Keywords: ore-deposit controls, ore Genesis, phosphate, titanium, rare-earths, geometallurgy.

SUMÁRIO

1	Introdução	2
1.1	Objetivos do trabalho	5
1.2	Localização da área de estudo	6
1.3	Trabalhos anteriores	7
1.3.1	A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP)	7
1.3.2	Complexo Carbonatítico Catalão I	14
1.4	Materiais e Métodos	34
1.4.1	Introdução	34
1.4.2	Banco de Dados	34
1.4.3	Análises instrumentais	35
1.4.3	Tratamento dos dados	43
2	Geologia de detalhe	49
2.1	Tipos petrográficos	51
2.1.1	Série bebedourítica	51
2.1.2	Série foscorítica.	86
2.1.3	Série carbonatítica	109
2.1.4	Rochas de Transformação Carbo-hidrotermal	131
2.2	Modelo de evolução magmática proposto	191
2.3	Conclusões.....	196
3	Caracterização geológica e geoquímica do manto de intemperismo.....	201
3.1	Modelagem geológica do manto intemperizado.....	201
3.1.2	Caracterização da Cobertura Laterítica Superficial (CLS)	202
3.1.3	Caracterização do intervalo Saprolito Aloterítico (SAL) .	204
3.1.4	Caracterização do intervalo Saprolito Isalterítico(SIS)	205
3.1.5	Caracterização do intervalo de rocha alterada (RA)	206
3.2	Modelagem geoquímica do manto intemperizado	207
3.2.1	Tratamento dos dados por técnicas estatísticas multivariadas	211
3.2.2	Análise Fatorial (AF) do intervalo Saprolito Aloterítico	212
3.2.3	Análise Fatorial do intervalo Saprolito Isalterítico	225
3.2.4	Análise Fatorial do intervalo Rocha Alterada	235
3.3	Integração dos resultados.....	247

3.4 Conclusões.....	254
4. O depósito de Apatita	258
4.1 Reservas de apatita	263
4.1.3 Definição dos tipos de minérios e modelos relacionados	263
4.2 Caracterização do depósito de apatita	266
4.3 Análise espacial do depósito com geoestatística	315
4.4 Gênese do depósito de apatita de Catalão I	331
4.5 Discussão	349
4.6 Conclusões.....	357
5 O Depósito de Monazita	363
5.1 Descrição e caracterização dos tipos de minério	367
5.2 Depósitos do Córrego do Garimpo	370
5.2.1 Minério carbonatítico	372
5.2.2 Minério saprolítico	372
5.2.3 Minério silicoso (silcretas)	373
5.3 Depósito da Lagoa Seca Norte	373
5.4 Estimativa dos recursos dos depósitos de ETR	375
5.5 Análise estatística dos dados	376
5.6 Considerações gerais sobre a gênese das ETR	397
5.7 Discussão	405
5.8 Conclusões.....	412
6 O Depósito de Titânio	415
6.1 Características gerais do depósito.....	415
6.2 Recursos	418
6.3 Economia mineral do TiO ₂	419
6.4 Tipologias	420
6.5 Tratamento estatístico dos dados	426
6.6 Química mineral	436
6.7 Gênese do depósito de titânio	438

6.8 Discussão	443
6.9 Conclusões.....	445
7 Conclusões Finais	448

Índice de Figuras

<i>Figura I.1. Mapa de localização do Complexo Carbonatítico Catalão I</i>	6
<i>Figura I.2 Mapa de situação da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Modificado após Gibson et al. (1995).</i>	8
<i>Figura I.3. Imagem aerogeofísica do sinal analítico na Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque para o lineamento do azimute 125° e as intrusões carbonatíticas (realçadas em vermelho). Fonte dos dados: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, bloco II 2005 e do levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais bloco 07- 2006 .</i>	10
<i>Figura I.4. Mapa Radiométrico(cps) na área da Fosfertil relativo a somatória dos canais de urânio + tório + potássio) e a relação com zonas mineralizadas (Carvalho,1978).</i>	15
<i>Figura I.5 Modelo de evolução proposto por Baecker (1983)</i>	18
<i>Figura I.6. Modelo de evolução do Complexo Carbonatítico Catalão I proposto por Hirano (1987) e Lapin (1982)</i>	20
<i>Figura I.7. Modelo de evolução magmática proposto por Pereira (1995)</i>	21
<i>Figura I.8. Modelo de evolução magmática proposto por Araújo (1996.)</i>	23
<i>Figura I.9 Modelo do perfil de intemperismo de Catalão I proposto por Oliveira & Imbernon (1998.)</i>	27
<i>Figura I.10. Mapa geológico da porção centro-nordeste do Complexo Catalão I na área de concessão de lavra da Fosfertil.</i>	33
<i>Figura I.11. Esquema de preparação de amostras de furos de sonda para geração de amostra (AN3) para testes de flotação em bancada.</i>	38
<i>Figura I.12. Esquema de flotação em bancada para as amostras produzidas a partir de furos de sonda.</i>	39
<i>Figura I.13. Esquema de processamento das em laboratório para determinação mineralógica.</i>	41
<i>Figura II.1. Modelo de diagrama triangular proposto por Brod et al. (2004) para as rochas ultramáficas da série bebedourítica dos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba</i>	50
<i>Figura II.2. Diagrama ternário adptado de Brod et al.,(2004) para as condições de Catalão I onde o metassomatismo praticamente eliminou com os minerais primários como olivina e piroxênio.</i>	50
<i>Figura II.3. Localização em imagem de satélite Ikonos (2002) da região onde ocorrem com maior freqüência dunitos e piroxenitos da Série Bebedourítica (em hachura vermelha). Em verde transparente limites das áreas da Fosfertil</i>	52

<i>Figura II.4. Malha de sondagens dos furos de sonda da Fosfertil, e parte da Copebrás, utilizados na interpretação dos dados e mapeamento geológico do substrato e do manto de intemperismo.</i>	53
<i>Figura II.5. Foto de testemunho de sondagem, furo 64/63, frente 1, coletada 120 metros. A rocha é um exemplo típico dos litotipos gerados por magma silicático e das transformações a que foram submetidas. Observa-se núcleos remanescentes do bebedourito original e veios de carbonatito e foscorititos dos eventos magmáticos posteriores. Localização: Figura anexo 01...</i>	54
<i>Figura II.6- Detalhe do serpentinito mostrando pseudomorfos de olivina serpentinizados, entremeados com longos cristais de apatita cristalizada ao longo dos planos de fratura da rocha. Amostra CCR-30 furo 58/03 239 metros. Escala 1cm = 0.071mm.</i>	57
<i>Figura II.7- Aspecto geral do serpentinito com inclusões de apatita elípticas (0,1mm), magnetita e carbonatos substituindo apatita. Amostra CCR-30 furos CCR – 30 furo 58/03 239 metros. Escala 1cm = 0.23mm.</i>	57
<i>Figura II.8 – Amostra CCR- 31. Detalhe do flogopitito-serpentinito mostrando uma massa microcristalina de anatásio com perovskita no centro, e fraturas preenchidas por carbonatos. Furo 58/03 e profundidade de 297 metros. Escala 1cm = 0.071mm.</i>	57
<i>Figura II.9 – Amostra CCR26 furo 58/03 315m. Aspecto geral de serpentinito com apatita, magnetita, flogopita, carbonato e serpentina. Escala 1cm = 0.23mm</i>	59
<i>Figura II.10 – Amostra CCR-26b furo 58/03 315 metros. Veios de carbonatos e magnetita com estrutura de fluxo, cortando serpentinito e dando um aspecto bandado à rocha. Estruturas arredondadas (A) sugerem pseudomorfos de olivinas. Escala 1cm = 0.069mm</i>	59
<i>Figura II.11 – Detalhe de serpentina com inclusões de apatita e flogopita. Escala 1cm = 0.069mm.</i>	59
<i>Figura II.12. Fotografia de testemunho de sondagem furo 63/64 profundidade 97m. Flogopitito magmático cortado por dique de foscoritito que reagiu com a encaixante formando halo de flogopita metassomática muito fina (tetra-ferriflogopitas). Observa-se ainda no veio de foscoritito a presença de magnetita (a); pseudomorfos de olivina flogopitizada (b); e apatitas (c). Localização: Figura anexo 01.</i>	64
<i>Figura II.13. Amostra furo 63/64. Flogopitito castanho de origem metassomática cortado por veios de carbonatito dolomítico. Localização: Figura anexo 01</i>	64
<i>Figura II.14. Cristais de olivina em flogopitito magmático parcialmente metassomatizados por veios carbonatíticos. Na foto observa-se cristais de olivina com bordas flogopitizadas (tetra-ferriflogopita muito fina) e pseudomorfos de olivina flogopitizados. Observa-se ainda que a flogopita magmática apresenta bordas alteradas pelos fluidos metassomáticos transformando-a em tetra-ferriflogopita. Escala: 1cm =0.22mm.</i>	66
<i>Figura II.15. Cristal de olivina mostrando transformação metassomática para flogopita evidenciando o front metassomático a partir de um veio de carbonatito à direita da olivina. Observa-se que a flogopitização é mais bem desenvolvida no lado direito do cristal, mais próximo ao veio de carbonatito. No lado esquerdo da foto, os cristais de olivina não foram atingidos pelo front metassomático e estão totalmente preservados. Como na foto anterior as flogopitas magmáticas também apresentam bordas alteradas para tetra-ferriflogopita. Escala: 1cm =0.22mm</i>	66

Figura II.16. Detalhe de um cristal de olivina imerso numa matriz rica em flogopita, magmática e sua relação com veio de carbonatito à direita. Observa-se que o front de metassomatismo atingiu o cristal de olivina transformando-o em flogopita. Do lado oposto ao front o desenvolvimento de flogopita é incipiente, gerando apenas uma tênue película. Aqui também observa-se o desenvolvimento de tetra-ferriflogopita nas bordas dos cristais magmáticos de flogopita. A seta indica o sentido do front de metassomatismo. Escala: 1cm = 0.07mm. 66

Figura II.17 – Flogopitito derivado de rocha ultramáfica metassomatizada, sugerido pela ausência de textura de fluxo, pela granulometria fina da flogopita com pleocroísmo invertido, pela presença de apatita, magnetita e carbonato intersticial, de feições comuns em flogopitito metassomáticos. A análise modal mostrou 68% de flogopita, 20% de magnetita 5% de apatita, e 7% de carbonatos intercumulus. A rocha é cortada por veio de carbonatito dolomítico. A apatita ocorre sob duas formas: em veios de foscorito rico em carbonato e como disseminação intercumulus entre as flogopitas (ex-olivina?). Amostra CCR-30 furo 58/03 coletada a 239 metros. Escala 1cm=0.31mm. 69

Figura II.18 – Dois tipos de flogopitito: o da direita, mais grosso possui características magmáticas evidenciadas pela textura e pela reação da flogopita magmática com veios carbonáticos resultando em tetra-ferriflogopita. A seta em vermelho na porção centro-inferior da foto apontam para borda de reação da flogopita primária, que resultou na formação da tetra-ferriflogopita. A composição modal é apatita = 37.89%; Magnetita = 8,27%; Flogopita = 49.25%; Carbonato = 4.5%. O flogopitito da porção esquerda da foto é o mesmo da Figura 10. Amostra CCR-30 furo 58/03 coletada a 239 metros Escala 1cm=0.31mm. 69

Figura II.19 – Aspecto geral de um serpentinito flogopitizado por processos metassomáticos. Mt=magnetit e Flo = flogopita nucleada ao redor de magnetita. Amostra CCR-22 FURO 58/03 coletado à 311 metros. Escala 1cm=0.091mm. 69

Figura II.20 – Combinação de três rochas: a esquerda um serpentinito (S) com borda de reação provocada pela introdução de veio de carbonatito dolomítico. Na parte central um flogopitito (Flog) metassomático apresentando tetra-ferriflogopita cortado pelo veio de carbonatito. À esquerda um veio de carbonatito dolomítico (Do). Furo de sonda 95963738, amostra 95Tc. Escala 1cm=0.091mm. 69

Figura II.21 - Flogopitito magmático com textura em fluxo contornando cristal de olivina parcialmente serpentinizado e flogopitizado. Amostra 95 mc furo 95963738 coletado a 110 metros. Escala 1cm=0.31mm. 69

Figura II.22 – Furo de sonda 95963738, amostra 95 mc. Flogopitito magmático com textura em fluxo, rico em olivina e apatita. Na parte inferior da Figura observa-se um grande cristal de apatita, fraturada, e na parte superior um cristal de olivina cujas bordas apresentam uma franja de alteração para flogopita metassomática. Entre os fenocristais de apatita e olivina observa-se a flogopita orientada por fluxo. Escala 1cm=0.31mm. 69

Figura II.23. Flogopitito magmático onde foi ressaltada em azul claro as texturas do conjunto apatitito e carbonatito instalado em microfraturas. Neste caso todo conjunto em azul (apatita e carbonato e magnetita) pertence a um evento posterior e não deveria ser considerado para efeito de classificação da rocha. Escala: 1cm = 0.39mm. 73

Figura II.24. Classificação das amostras analisadas neste trabalho. 74

Figura II.25. Mapa litológico do substrato da mina de fosfato frente 1. 76

Figura II.26. Mapa litológico do substrato da frente de lavra 4. 77

Figura II.27. Afloramento situado na cava da lavra de fosfato no local denominado frente 4. A) xenólitos arredondados de dunito (du) em matriz flogopitítica; B) fragmentos de carbonatito (ca) e foscoritos (fosc) em matriz flogopitítica (flog) carbonatada com glóbulos de calcita. 78

Figura II.28. **A e B** mostram testemunhos de sondagens CCR-F1-08/02 e CCR-F1-11/02 com xenólitos de flogopitito, arredondados e angulosos suportados por uma matriz fina carbonatítica. No testemunho B observa-se que os xenólitos angulosos de carbonatito são dominantes sobre os xenólitos arredondados de flogopitito e dunito. A matriz que suporta os fragmentos apresenta cores variando de cinza a preto e sua composição é flogopítica. Localização: Figura anexo 01. 79

Figura II.29. Amostra de testemunho da brecha com glóbulos de calcita dispersos na matriz flogopítica. Os xenólitos pretos são de dunito e mancha mais clara em A é um foscorito. Furo de sonda 21/09 (Mapa de situação Figura II.125 nos anexos)..... 80

Figura II.30. Aspecto geral da matriz da brecha com textura equigranular, comum nos flogopititos magmáticos. Além da flogopita também se destacam a magnetita e glóbulos de calcita amalgamados. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996). 82

Figura II.31. Aspecto geral da matriz da brecha com destaque para os carbonatos intersticiais formando glóbulos e para os pseudomorfs de olivina flogopitizados. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996)..... 82

..... 82

Figura II.34. Detalhe dos glóbulos de calcita destacando sua esfericidade e o fenômeno de coalescência entre glóbulos formando uma figura tipo ampulheta. Escala: 1cm = 0.075mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996)..... 82

Figura II.35. Matriz flogopítica com xenocristais de olivina oxidada e glóbulos de calcita. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996) 82

Figura II.36. Relação entre veio carbonatítico (lilás) e fenocristais de olivina em matriz flogopítica. Observe que a aureola de oxidação (preta) e flogopitização (laranja) da olivina (verde) apresenta-se voltada para o veio carbonatítico indicando o sentido do front metassomático. Escala 1cm= 0.20mm. 85

Figura II.37. Amostra am29. Testemunho de sondagem furo 63/34 110 metros representando rochas da série foscorítica de ocorrência generalizada no complexo. Em (a) foi realizada uma análise modal que permitiu sua classificação com um flogopita apatitito. Em (b) a análise modal a classifica como um foscorito sensu strictu. Localização: Figura anexo 01..... 89

Figura II.38. Amostra 95sa é um testemunho de sondagem furo 95/96/37/38 comum na região sul do complexo. Em (a) foi realizada uma análise modal que permitiu sua classificação com um flogopita apatitito. Em (b) a análise modal revelou um foscorito. Em (c) um nelsonito, em (d) um apatita flogopitito metassomático e em (e) um flogopita apatitito. Na extrema direita (f) ocorre um dique de carbonatito magnésítico com monazita e pirita. Localização: Figura anexo 01..... 90

Figura II.39. Testemunho da amostra am46 coletada do furo 57/37 na profundidade de 112 metros. As flogopitas arredondadas sugerem pseudomorfs de olivina. Localização: Figura anexo 01. 92

<i>Figura II.40. Amostra 95k. Testemunho de sondagem furo 95/96/37/38 da região da Lagoa Seca para ilustrar variedades de rocha da série foscorítica. Apesar de intensamente flogopitizada nota-se ainda pseudomorfos de olivina que comprovam sua filiação com a série foscorítica. As massas na cor marrom arredondadas são pseudomorfos de olivina cumulus e as manchas brancas são as apatita intercumulus. A quantidade de magnetita é restrita a 5 %.</i>	
<i>Localização: Figura anexo 01.</i>	<i>93</i>
<i>Figura II.41. Amostra am38. Testemunho de sondagem furo 69/40 localizado na frente 01. A massa branca é composta por apatita e carbonato e os minerais de cor marrom avermelhado são pseudoformos de olivina flogopitizados. Localização: Figura anexo 01.</i>	<i>94</i>
<i>Figura II.42 Amostra 16 furo 9596/3738 130m. Dique de foscorito cortando rocha ultramáfica flogopitizada rica em anatósio. Localização: Figura anexo 01.</i>	<i>95</i>
<i>Figura II.43. Amostra 95ta do furo 9596/3738 mostrando relações entre carbonatito dolomítico-flogopitito e foscorito. Enquanto o contato do carbonatito-flogopitito é brusco, o contato flogopitito-foscorito é reacional. Localização: Figura anexo 01.</i>	<i>96</i>
<i>Figura II.44. Amostras de foscorito sem pirocloro plotadas sobre o diagrama triangular de Yegorov (1993).</i>	<i>97</i>
<i>Figura II.45. Amostras de foscorito com pirocloro e sem pirocloro plotadas no diagrama triangular de Yegorov (1993). Observe que existe uma boa discriminação dos dois conjuntos, sendo que as amostras ricas em pirocloro situam-se mais próximos da região dos nelsonitos, enquanto que os foscoritos sem pirocloro possuem uma distribuição entre foscoritos sensu estrito e forsterititos ricos e pobres em apatita. 1= magnetitito. 2=olivina magnetita. 3=forsteritito mineralizado. 4= forsteritito. 5= apatita forsteritito. 6= olivina apatitito. 7= apatitito. 8= nelsonito. 9a = foscorito com muita olivina. 9b= foscorito com pouca olivina... ..</i>	<i>98</i>
<i>Figura II.46. Distribuição dos dados de análise modais dos foscoritos estudados na região do Complexo Carbonatítico Catalão I.</i>	<i>99</i>
<i>Figura II.48. Gráficos do teste de normalidade Probabilidade-Probabilidade para flogopita categorizado.....</i>	<i>101</i>
<i>para intervalos modais de pirocloro variando de menor do que 2% até maior do que 10%. ..</i>	<i>101</i>
<i>Figura II.49. Gráficos do teste de normalidade Probabilidade-Probabilidade para magnetita categorizado para intervalos modais de pirocloro variando de menor do que 2% até maior do que 10%.....</i>	<i>102</i>
<i>Figura II.50. Aspecto geral de um foscorito constituído por 56,60% de apatita, 29,03% de flogopita/olivina e 14,36% de magnetita. Esta composição mineralógica permite classificar esta rocha como um foscorito pobre em olivina usando o diagrama de Yegorov (1993). Observa-se alguns grãos de olivina ainda totalmente preservados (ol) e pseudomorfos (ps) constituídos por flogopita e óxido (magnetita e/ou ilmenita). Amostra 195, escala 1cm = 0.32mm.</i>	<i>105</i>
<i>Figura II.51. Aspecto geral de um foscorito rico em magnetita. A amostra é constituída por 43,74% de apatita, 21,26% de flogopita/olivina e 34,97% de magnetita. Com esta composição sua classificação cai no campo de um foscorito pobre em olivina. Amostra 214 , escala 1cm = 0.13mm.</i>	<i>105</i>
<i>Figura II.52. Grandes cristais de olivina bem preservada em rocha da serie foscorítica constituída por 51,93% de apatita, 24,99% de olivina/flogopita e 23,06%de magnetita. Trata-se</i>	

de um foscorito pobre em olivina pela classificação de Yegorov (1993). Amostra 87, escala 1cm = 0.32mm. 105

Figura II.53. Detalhe de olivina bem preservada e com franja de alteração metassomática composta por flogopita muito fina, serpentina e óxidos diversos. A rocha é constituída por 57,97% de apatita, 36,51% de olivina \pm flogopita \pm serpentina. Esta composição modal a classifica como uma apatita oliviníto. Amostra 196, escala 1cm = 0.32mm. 105

Figura II.54. Aspecto geral de foscorito com olivina serpentizada (18.83%), apatita (45.51% e magnetita (35.655). A classificação desta rocha por sua análise modal é de um foscorito pobre em olivina. Amostra 36/05 , escala 1cm = 0.32mm. 105

Figura II.55. Foscorito grosso constituído por apatita (57.97%), olivinas com bordas alteradas para flogopita fina (36.51%) e magnetita (5.50%). Sua classificação é flogopita/olivina apatitito. Amostra 35/15 escala 1cm = 0.32mm. 105

Figura II.56. Observa-se uma zona situada na metade direita da foto onde a olivina está preservada do metassomatismo e outra, na esquerda da foto onde a flogopita é o mineral no espaço dos pseudomorfos da olivina. Neste caso existiu um front de fluidos metassomáticos que atuou na direção diagonal na foto, da esquerda para direita. Sua composição modal é constituída por 14.86% de magnetita, 40.66% de apatita e 44. 46% de flogopita \pm olivina, o que permite classificá-la como um foscorito rico em olivina. Amostra 35/26, escala 1cm = 0.32mm. 105

Figura II.57. Aspecto geral de foscorito rico em olivinas pouco alteradas. A rocha é constituída por 48.97% de olivina \pm flogopita, 45.84% de apatita e 5.17% de magnetita. Sua classificação cai no campo dos flogopita/olivina apatitito. Amostra 35/19, escala 1cm = 0.32mm. Localização das amostras: Figura anexo 01 105

Figura II.58. Diagrama ternário de Woolley & Kempe para classificação química dos carbonatitos do Complexo Carbonatítico Catalão I. = Ca-carbonatitos. = Dol-carbonatitos. = Fe-carbonatitos 109

Figura II.59. (1) Padrão de ocorrência dos carbonatitos que cortam rochas silicáticas. Nesta foto, as encaixantes dos veios carbonatíticos são respectivamente flogopititos (a) e foscoritos (b). (2), ressalta-se a parte central da foto 1 para mostrar bandamento do veio carbonatito com minerais máficos evidenciando o processo de diferenciação por fluxo. 112

Figura II.60. Veios e diques cortando flogopititos e foscoritos . Pelo menos quatro estágios carbonatíticos (01, 02, 03 e 04) podem ser identificados no afloramento da foto..... 113

Figura II.61. Diques carbonatíticos (A) e (B) cortando conjunto de flogopititos recortados por veios e diques carbonatíticos de eventos anteriores. 114

Figura II.62. Diques de flogopita picrito cortando carbonatitos dolomíticos..... 115

Figura II.63. Testemunho de sondagem do furo 53/32 apresentando dois tipos de carbonatito bandados, na parte a esquerda mais rico em Fe e a direita mais dolomítico. Localização das amostras: Figura anexo 01 115

Figura II.64. Testemunho de sondagem do furo 15/09 localizado na parte norte do complexo apresentando dois tipos de carbonatito. O primeiro, à esquerda, com detalhe em (A) trata-se de um Ca-carbonatito grosseiro formado a partir da coalescência de glóbulos de carbonatos por

processo de imiscibilidade entre líquido silicatado e carbonatado. O segundo, à direita, com detalhe em (B) é um Mg-carbonatito de granulação fina relacionado a evento posterior e está cortando o flogopitito. Localização das amostras: Figura anexo 01 116

Figura II.65. Foto a e b: afloramento AF-1 mostrando como os glóbulos se apresentam e as fotos c e d mostra no testemunho do furo 63/34 a coalescência de glóbulos. A seqüência de fotos exibe a evolução do líquido carbonatítico inicialmente na forma de glóbulos milimétricos de carbonatos (a) que após seu crescimento por coalescência assumem um volume cada vez maior dentro do espaço onde estão se formando dando origem a glóbulos de diâmetros centimétricos (b) gerando massas arredondadas de grandes dimensões. Em (d) detalhe de três glóbulos se coalescendo para formar massas cada vez maiores. Localização das amostras: Figura anexo 01. 117

Figura II.66. Geometria do líquido carbonatítico assumida após a coalescência dos glóbulos (a) e ao seu escape do sistema na forma de veios e diques (b). Em (c) volumes maiores de glóbulo coalescido na forma de bolsões. Local da ocorrência: Ponto AF- Localização das amostras: Figura anexo 01 118

Figura II.67. Desenho esquemático para ilustrar um possível modo de evolução dos carbonatitos imiscíveis desde glóbulos de calcita até veios. 119

Figura II.68 Testemunho de sondagem do furo 10/02 localizado na parte norte do complexo Associação de flogopitito (A) com carbonatito dolomítico (B). Em ab observa-se passagem gradual do flogopitito (A) para carbonatito (B) e veio de carbonatito de evento posterior cortando ambas unidades. Localização das amostras: Figura anexo 01 120

Figura II.69. Testemunho de sondagem do furo 10/02 localizado na parte norte do complexo (Localização das amostras: Figura anexo 01). Carbonatito em associação com bolsões foscóricos. O carbonatito é grosso e contém flogopita como acessório. 121

Figura II.70. Testemunho de sondagem do furo 64-33. Associação de foscórito (A) com dois tipos de carbonatitos: dolomítico (B) e calcítico (C) posicionados como diques verticais e mostrando sinais de assimilação entre (C) e (B). Localização das amostras: Figura anexo 01 121

Figura II.71. Testemunho de sondagem do furo 63/34 localizado na parte central do complexo (Localização das amostras: Figura anexo 01). Dique de carbonatito com evolução de foscórito para carbonatito ou vice-versa. O líquido originalmente carbonatítico sofreu diferenciação por fluxo com fracionamento de apatita e flogopita/olivina nas bordas e na sua parte central. 122

Figura II.72 – Aspecto geral de um carbonatito dolomítico grosso. Cristais inequigranulares e microinclusões de magnetita e flogopita. Furo 63/34 prof 84m Escala: 1cm = 0.25mm. 124

Figura II.73 – Detalhe de um dique de carbonatito dolomítico cortando flogopitito. Cristais equigranulares e cristais lípidos. Observa-se ainda flogopita e magnetita acessória. Furo 63/34 prof 105m. Escala: 1cm = 0.25mm. 124

Figura II.74 - Aspecto geral de carbonatito dolomítico grosso com restos de flogopitito. Furo 63/34 prof 78m. Escala: 1cm = 0.25mm. 124

Figura II.75 – Detalhe de tetra-ferriflogopita invadida por carbonatito dolomítico límpido de granulação fina. Furo 53/32 prof 75m. Escala: 1cm = 0.075. 124

Figura II.76 – Aspecto geral de carbonatito dolomítico grosso a médio de aspecto turvo com microinclusões de magnetita(?). Furo 53/32 prof 65m. Escala: 1cm = 0.25mm. 124

Figura II.77 – Aspecto geral de carbonatito dolomítico médio equigranular de aspecto turvo com microinclusões e restos de flogopitito. Furo 53/32 prof 55m Escala: 1cm = 0.25mm. ... 124

Figura II.78. Detalhe de cristais grossos em carbonatito dolomítico, com microinclusões de apatita e flogopita. Furo 56/07 112m. Escala: 1cm = 0.051mm. 124

Figura II.79. Dique de carbonatito dolomítico grosso nas bordas e médio no centro. Detalhe de cristais grossos de carbonatito dolomítico com microinclusões de apatita e flogopita. Furo 56/07 112m. Escala: 1cm = 0.17mm..... 124

Figura II.80 Testemunho de sondagem do furo 56/07 a 237 metros localizado na parte leste do complexo Carbonatito dolomítico/magnésítico com monazita em bolsões amebóides (verde claro) e pirita oxidada associada (preto). Esta fotografia sofreu tratamento digital para realçar a cor verde da monazita. Localização das amostras: Figura anexo 01 132

Figura II.81. Testemunhos de sondagem do furo 95/96/37/38 localizados na parte sul do complexo Figura anexo 01. Carbonatitos dolomíticos magnésíticos acamados horizontalmente, mostrando sinais de diferenciação por fluxo onde foram fracionados a flogopita, a apatita. . 134

Figura II.82 Amostra CCR-17 furo de sonda 56/07 coletada a 237 metros. Carbonatito dolomítico/magnésítico mineralizado com monazita e pirita acessória. Detalhe dos carbonatos microcristalinos. Escala: 1cm = 0.22mm. 137

Figura II.83. Amostra CCR-27 furo de sonda 58/03 coletada a 277metros. Dois tipos de carbonatito: o primeiro, na parte superior da foto, é criptocristalino mineralizado a monazita. O segundo, na parte inferior da foto, é um carbonatito dolomítico com cristais mais grossos representantes da rocha original não afetada pela carbonatização hidrotermal. Escala: 1cm = 0.22mm. 137

Figura II.84. Amostra CCR-29a furo de sonda 58/03 coletada a 282m metros. Carbonatito dolomítico parcialmente afetado pela ação hidrotermal mineralizante da monazita que aparece como manchas turvas de cor cinza (LN). Nas partes limpas observa-se a dolomita equigranulares formando mosaicos. Escala: 1cm = 0.22mm. 137

Figura II.85. Amostra CCR-21 furo 58/03 coletada a 282 metros. Detalhe de um cristal de dolomita parcialmente substituído por monazita nos vazios deixados pela dissolução da dolomita por fluidos hidrotermais. Escala: 1cm = 0.071mm. 137

Figura II.86. Amostra CCR 24a do furo CCR-F1-52/24a. Detalhe dos carbonatos criptocristalinos (branco), monazita (verde escuro, marrom). Escala: 1cm = 0.071mm..... 137

Figura II.87. Amostra 95Ra do furo 95/96/37/38 profundidade de 120 metros. Aspecto geral de dois carbonatitos: do lado direito carbonatito dolomítico criptocristalino mineralizado com monazita botroidal criptocristalina. Do lado esquerdo observa-se cristais de dolomita bem formados e pouco alterados ou substituídos por outras fases. Escala: 1cm = 0.23mm. 137

Figura II.91. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica parcialmente carbonatizada. Observam-se cristais de tetra-ferriflogopita bem formados numa matriz de serpentinito e carbonato criptocristalino com magnetita. Escala: 1cm = 0.16mm..... 142

Figura II.92. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica com carbonatização mais acentuada. A flogopita apresenta-se parcialmente substituída por carbonatos criptocristalinos e a monazita aparece entre carbonatos e a serpentina. Escala: 1cm = 0.048mm..... 142

Figura II.93. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica serpentinizada e carbonatizada. A flogopita está parcialmente substituída por carbonatos criptocristalinos e a monazita aparece entre carbonatos e a serpentina. Escala: 1cm = 0.21mm..... 144

Figura II.94. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral da carbonatização da rocha ultramáfica e da acentuada substituição da flogopita por carbonatos. Na região de maior carbonatização observa-se um clareamento da cor escura antes ocupada pela serpentina devido o aumento da proporção de carbonato Escala: 1cm = 0.21mm..... 144

Figura II.95. Amostra CCR-17 furo 58/03 profundidade de 245 metros. Possível pseudomorfose de flogopita em carbonato magnésiano com monazita. Escala: 1cm = 0.065mm..... 144

Figura II.96. Amostra 95Ra do furo 95/96/37/38 profundidade de 120 metros. (A) Montagem de três microfotos com comprimento total equivalente a 7.5mm. Notar a heterogeneidade destes carbonatitos. Algumas partes da rocha são intensamente afetadas pelo processo de carbonatização e fixação da monazita e outras partes da rocha refletem o processo de lixiviação a partir da porosidade gerada pelos fluidos hidrotermais. Nos locais onde a lixiviação é mais pronunciada e a porosidade mais acentuada, formam-se drusas microscópicas com cristalização de minerais da família da crandalita como, por exemplo, gorceixita micro/criptocristalina e em esferulitos com extinção esferoidal (B). A presença de restos de flogopita nestes locais sugere que os fosfatos aluminosos da série da crandalita estão associados às partes originalmente mais ricas em flogopita que podem ter sido a fonte do alumínio. (C) Detalhe da monazita que aparece no canto direito inferior da foto (A). Escalas: 1cm = 0.10mm para foto (A) e 0.066 mm. 146

Figura II.97. Localização dos depósitos de monazita tipo Lagoa Seca Norte e, Córrego do Garimpo 149

Figura II.98. Esquema geológico para representar as unidade C1 e C2 e as subdivisões C2a e C2b de C2..... 150

Figura II.99. Relictos de lamelas de exsolução de ilmenita em antigo grão de magnetita.. Note a pequena espessura das lamelas, da ordem de 2µm. Imagem de elétrons secundários..... 151

Figura II.100. Agregados concrecionares de monazita (MEV, elétrons retroespalhados). Cortesia de Tassinari (2001)..... 152

Figura II.101. Na foto superior observa-se em marrom claro foscorito intemperizado denominado de C1 por Ribeiro et al.,(2001). Assentado sobre o foscorito (C1) ocorrem camadas horizontais (C2) constituídas de carbonatito dolomítico/magnésítico, intercalado a camadas de monazita, ilmenita e nelsonito e subdividida em C2a e C2b (Ribeiro et al., 2001). A foto(2) é um detalhe da camada C2 com (a) carbonatito, (b) monazita com estrutura de slump, (c) ilmenita, e (C2a) nelsonito e relictos de lamelas de exsolução de ilmenita. 153

Figura II.102. Aspecto geral da alteração hidrotermal sobre foscoritos (intemperizado marrom) C1. A introdução dos fluidos deixa marcas típicas de hidrotermalismo com o branqueamento da rocha original ocasionado pela retirada quase que total do ferro da magnetita restando agregados esqueléticos de ilmenita em treliça (Ribeiro et al.,2001 e 2005). Na região afetada

observa-se um forte enriquecimento em fósforo, monazita e carbonatos. Na foto da direita é mostrado o conduto alimentador dos fluidos. 154

Figura II.103. Detalhe da unidade C2a resultante da alteração hidrotermal de C1. Em (a) tem-se um nelsonito e carbonatito dolomítico/magnésítico; em (b) conduto dos fluidos hidrotermais preenchido por brecha; em (c) veios de monazita; em (d) nível de ilmenita em treliça proveniente da lixiviação da magnetita. 155

Figura II.104. Comparação entre a monazita de C2b normalizada pelo padrão de ETR do conduto com monazita em silexito, carbonatito e do perfil de intemperismo do Córrego do Garimpo. 159

Figura II.105. Relações entre os conjuntos C1, C2a e C2b, e os sedimentos lacustres da lagoa seca. 161

Figura II.107. Diques irregulares, que percolam e fragmentam as unidades C2a e C2b cortando camada de monazita recém formada e incorporando-a como fragmento (seta vermelha). 161

Figura II.108. Tipos de pipes identificados entre as unidades C2a e C2b. 162

Figura II.108. Tipos de pipes na unidade de rochas foscoríticas da Lagoa Seca norte. **Erro! Indicador não definido.**

Figura II.109. Pipe tipo I introduzido na unidade C2a composta de nelsonito. (Moz) camada de monazita; (PP) Pipe preenchido por brecha. Nesta unidade ocorrem poucos pipes. Observe as apófises se entendendo ao longo do acamamento horizontal do nelsonito 163

Figura II.110. Pipe tipo I instalado na unidade C2a composta por monazita e fosfatos secundários e argila. 164

Figura II.111. Contra molde de pipe tipo II. Nas paredes do pipe observa-se uma camada de argila preta de 1cm de espessura que sela o contato entre a encaixante e a brecha que ocupava esse espaço. Podem-se observar estruturas de esmagamento, ou marcas de pressão, formadas pelo atrito durante arrasto de massa dentro do conduto. (A) vista geral do contramolde do pipe (sem a brecha de preenchimento) ressaltando deformação provocada pelo pipe na camada C2a. (B) ilustração da morfologia do pipe e as deformações provocadas. (C) marcas deixadas pela massa de brecha dentro do pipe sobre a camada de argila de esmagamento nas paredes da rocha hospedeira. 165

Figura II.112. Pipe do tipo III. Dividido em três partes: na base material fino na forma de um veio que parece alimentar o pipe. Na parte intermediária material particulado formando estratificações planas-paralelas e às vezes cruzadas. E na parte superior material brechado sustentado por matriz argilosa preta. A rocha hospedeira é a camada C2b composta de monazita e fosfatos secundários. 166

Figura II.113. Pipe tipo III. Este pipe se instalou na camada C2a foscorítica desenvolvida em região de alteração hidrotermal de C1. Como no caso do exemplo da Figura II.112 é dividido em três partes: na foto 3 em (A) ocorrem dois condutos alimentadores preenchidos por material particulado grosso composto por fragmentos de diversas composições sem estruturas. Na parte superior de (A) ocorrem estruturas de sedimentação do tipo estratificações cruzadas (D). O segundo estágio intermediário (C) aparece em discordância erosiva com (A). Este nível é marcado por material particulado fino com estratificações planas-paralelas e cruzadas. Acima desta camada de aproximadamente 30 cm ocorrem brechas em matriz argilosa preta. 167

<i>Figura II.114. Pipe tipo IV. Deslocamento de massa na horizontal é a principal característica deste tipo de pipe. Observa-se na foto 1 uma ilustração do pipe e da trajetória percorrida no interior da camada C2b. Na foto 2 em (A) parte da massa na forma de brecha do pipe e em (B) marcas e estrias impressas sobre uma camada milimétrica de argila selando o contato entre a encaixante e a brecha. A diferença entre este tipo de pipe e tipo II é a não deformação da encaixante.</i>	<i>168</i>
<i>Pipes do tipo V</i>	<i>169</i>
<i>Figura II.115. Pipe tipo V. A principal característica deste tipo é a recorrência de uma segunda injeção com as mesmas características da primeira. Neste pipe a forma arredondada da base sugere injeção de cima para baixo</i>	<i>169</i>
<i>Figura II.116. Na região de contato com a encaixante (foto A) é comum a ocorrência centimétrica de argila preta selando o contato entre a encaixante e o pipe. Observa-se no primeiro pipe (P1) sinais de deformação com estruturas tipo sigmóide, (foto A, linhas azuis) geradas pela injeção de (P2), indicando o sentido da injeção de cima para baixo. Na foto (B) detalhe da brecha no interior do pipe.</i>	<i>170</i>
<i>Figura 126. Imagem MEV de glóbulos de gorceixita encontrados no interior dos pipes.</i>	<i>171</i>
<i>Escala: Diâmetros do glóbulo= 0,225mm</i>	<i>171</i>
<i>Figura II.118. Glóbulos de gorceixita encontrados na matriz da brechas de preenchimentos dos pipes. A matriz da brecha é composta por ilmenita, quartzo, flogopita, argilo minerais e os glóbulos por gorceixita com inclusões de quartzo e ilmenita. O diâmetro médio dos glóbulos é de 0.25mm As fotos foram tomadas em luz natural . Escala: 1cm = 0.090mm.</i>	<i>172</i>
<i>Figura II.119. Composição química da gorceixita dos pipes da Lagoa Seca (quadrados) e dos glóbulos de gorceixita (círculos). Parte superior esquerda: composição no sistema gorceixita - florencita - crandalita - goiazita. Note a ampla variação junto a linha da gorceixita – florencita para os glóbulos de gorceixita, com menor variação em direção a crandalita e goiazita. Análises da matriz da brecha nos pipes se concentram perto do membro final da gorceixita. Parte superior direita: forte correlação negativa entre P e S, sugerindo substituição do (SO₄)²⁻ por (PO₄)³⁻, especificamente na gorceixita dos glóbulos. Parte inferior esquerda: correlação positiva entre Ce e Cr na in gorceixita dos glóbulos, apesar de algum grau de dispersão. Parte inferior direita: alta correlação entre Ce e S nas gorceixita dos glóbulos, mas não em gorceixita da matriz da brecha dos pipes.</i>	<i>176</i>
<i>Figura II.120. Alta correlação negativa entre Fe³⁺ e Al na gorceixitas tanto dos globulos (círculos) como da matriz da brecha (quadrado), sugerindo mutua substituição daqueles cations.</i>	<i>177</i>
<i>Figura II.121. Comparação da composição de ilmenita de outras rochas com ilmenita da unidade C2a, da matriz da brecha e glóbulos de gorceixita contida nos pipes (Gaspar e Wyllie, 1983). Quadrado sólido = ilmenita de C2a, círculo aberto = ilmenita de material preenchendo pipes, estrela = ilmenita de glóbulo de gorceixita.</i>	<i>180</i>
<i>Figura II.122. Dique de apatitito com barita e monazita. A apatita e barita estão na parte central do dique enquanto que a monazita situa-se nos contatos (realçada com a cor verde)</i>	<i>183</i>
<i>Figura II.123. Modelo de formação dos pipes da região da Lagoa da Lagoa</i>	<i>187</i>
<i>Seca</i>	<i>187</i>

<i>Figura II.124. Esquema de evolução magmática proposto para Catalão I.....</i>	<i>192</i>
<i>Figura II.125. Esquema de evolução magmática após a ocorrência das transformações carbo-hidrotermais. Os quadros na cor laranja mostram as rochas das Séries Bebedourítica, Foscoríticas e Carbonatíticas que sofreram transformações carbo-hidrotermais.....</i>	<i>194</i>
<i>Figura II.126. Relações entre a evolução magmática e o processo carbo-hidrotermal com as mineralizações conhecidas no Complexo Catalão I.</i>	<i>195</i>
<i>Figura III.1. Perfil de intemperismo global no contexto do domo apresentando as características médias de todos os intervalos definidos por Oliveira & Imbernon (1998), Khan (1987) e Ribeiro (1990).....</i>	<i>207</i>
<i>Figura 2. Vista tridimensional da superfície topográfica original da região do Domo de Catalão I. A área na cor branca corresponde ao Complexo Carbonatítico Catalão I. Exagero vertical=2.....</i>	<i>208</i>
<i>Figura III.3 Seção leste oeste em 3D do intervalo saprolítico aloterítico situado sobre a frente de lavra 01 juntamente com os furos de sonda que permitiram a reconstituição desse perfil. As duas superfícies mostradas no desenho definem (em seção) o topo e a base do envelope aloterítico. Em (A) são mostrados os furos de sonda completos atravessando todas as unidades e em (B) as partes dos furos que foram efetivamente utilizadas na construção do modelo.....</i>	<i>210</i>
<i>Figura III.4. Neste gráfico a curva de autovalores acumulada dos dez primeiros fatores mostra mudança de inclinação brusca entre os fatores 3 e 4, definindo uma região com três fatores suficiente para explicação da metade da variância observada.</i>	<i>213</i>
<i>Figura III.5 e Figura III.6. Representação gráfica da projeção dos três fatores sobre o plano fatorial 1 x 2 e 3 x 2. Neste plano observam-se como as variáveis se agrupam e como os grupos se correlacionam entre si.</i>	<i>215</i>
<i>Figura III.7. Gráfico tridimensional formado com os fatores 1 x 2 x 3. Quatro grupos apresentam-se bem definidos: 1) P_2O_5 apatítico + CaO; 2) P_2O_5Total + Al_2O_3 + BaO; 3) Fe_2O_3 + MgO + TiO_2; 4) SiO_2 + TR_2O_3.....</i>	<i>217</i>
<i>Figura III.8. Representação esquemática ilustrada por Isaaks (2000) para demonstrar o efeito de suavização (smooth) produzido pelos métodos de estimação numéricos a partir dos atributos de um conjunto de amostras.....</i>	<i>219</i>
<i>Figura III.11. Mapa das assinaturas geoquímicas referentes ao fator 3 no plano de intemperismo Saprolito Aloterítico. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.</i>	<i>223</i>
<i>Figura III.12. Projeção sobre o plano fatorial 1 x 2 das principais correlações representadas pelo peso dos fatores após rotação Variamax. Nesta visualização observa-se dois conjuntos individualizados, o primeiro a esquerda composto pelas variáveis P_2O_5 e CaO; e o segundo pelas variáveis Fe_2O_3, TiO_2, BaO, Tr_2O_3, Al_2O_3 MgO e SiO_2.....</i>	<i>227</i>
<i>Figura III.13. Representação gráfica da projeção fatorial de carga sobre o plano fatorial 2 x 3</i>	<i>228</i>
<i>Figura III.14. Gráfico tridimensional mostrando as relações entre variáveis no espaço formado pelos fatores 1, 2 e 3.</i>	<i>229</i>

- Figura III.15. Mapa dos fatores 1 positivo e negativo representado pelos grupos $MgO + Al_2O_3 + TiO_2$ no fator 1 positivo e $P_2O_5ap + P_2O_5T + CaO$ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1. 231
- Figura III.16. Mapa dos fatores 2 positivo e negativo representado pelos grupos $MgO + SiO_2$ no fator 1 positivo e $Fe_2O_3 + TiO_2 + (BaO = Tr_2O_3)$ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1. 232
- Figura III.17. Mapa dos fatores 3 positivo e negativo representado pelos grupos $MgO + Al_2O_3 + TiO_2$ no fator 1 positivo $BaO + Tr_2O_3$ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1. 233
- Figura III.24. Gráfico utilizado para determinação do número máximo de fatores a ser extraído da matriz de dados. 237
- Figura III.25. representação gráfica 2D sobre o plano fatorial $F1 \times F2$ dos grupos de variáveis que se correlacionam. 238
- Figura III.26. Correlações identificadas a partir do peso dos fatores sobre o espaço fatorial $F1 \times F2 \times F3$ 239
- Figura III.27. Gráfico tridimensional para mostrar as relações espaciais entre os grupos determinados pela análise fatorial. O MgO e o Fe_2O_3 compartilha de associação com a variável $CaO:P_2O_5$ e com o grupo $SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2$ 241
- Figura 32. Mapa dos fatores 2 positivo e negativo representado pelos grupos CaO carb e CaO no fator 1 positivo e Al_2O_3, SiO_2 e TiO_2 no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1. 243
- Figura 33. Mapa do fator 3 negativo representado pelo grupo $BaO + Tr_2O_3$. O Fator 3 negativo não tem significado porque apresenta valores de autocorrelação inferior a 0.30. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1. 244
- Figura III.34. Composição tridimensional do mapeamento dos fatores $F1(+)$ e $F1(-)$ do manto intemperismo. Os fatores $F1(+)$ representam rochas da Série Bebedourítica e os fatores $F1(-)$ representam do topo para base rochas de transformação carbo-hidrotermal (carbonatitos magnesianos silicificados), foscoritós e carbonatitos. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias. Nesta seqüência apenas o fator 1(+) mostra a evolução espacial das rochas da Série Bebedourítica pelo processo de intemperismo. 249
- Figura III.35. Composição tridimensional do mapeamento dos fatores $F2(+)$ e $F2(-)$ do manto intemperismo. Os fatores $F2(+)$ e $F2(-)$ representam da base para o topo rochas da Série carbonatítica e da Série Bebedourítica. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias. 250
- Figura III.36. Composição tridimensional do mapeamento dos fatores $F3(+)$ e $F3(-)$ do manto intemperismo. Os fatores $F3(+)$ no nível aloterítico representam rochas da Série Foscorítica, no nível isalterítico a sua assinatura é de rochas da Série Bebedourítica e no nível de Rocha Alterada não apresenta significado. O fator 3 negativo mostra evolução da assinatura de rochas da Série carbo-hidrotermal entre o Rocha Alterada e Isalterita. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias. 251

<i>Figura III.13. Modo de distribuição das assinaturas geoquímicas obtidas por técnicas estatísticas multielementares em relação ao perfil de intemperismo e os principais litotipos encontrados na área deste estudo.</i>	<i>253</i>
<i>Figura IV.1. Distribuição dos depósitos minerais constituindo Recursos e Reservas no Complexo Carbonatítico Catalão I.</i>	<i>257</i>
<i>Figura IV.2. Imagem em 3D de todos os depósitos para mostrar como o depósito de apatita (Fosfertil e Copebrás) ocorre espacialmente interdigitado com os depósitos de outros bens minerais.</i>	<i>259</i>
<i>Figura IV.3. Representação da jazida de fosfato na área da Fosfertil modelada sobre blocos de 35 x 35 x 5 metros onde as cores representam intervalos de teores de P₂O₅.</i>	<i>260</i>
<i>Figura IV.5. Distribuição das médias de teores de P₂O₅ da borda para o centro do domo. Observa-se um aumento dos teores em direção às rochas foscoríticas predominantes na parte central do domo.</i>	<i>262</i>
<i>Figura IV.4. Curvas de parametrização da reserva de apatita do Complexo Mineral de Catalão – Fosfertil.</i>	<i>263</i>
<i>Figura IV.6. Relações entre a química, os tipos de minério e os níveis de intemperismo no Complexo Carbonatítico Catalão I.</i>	<i>265</i>
<i>Figura IV.7. Fluxograma simplificado da usina de beneficiamento de Catalão (Fosfertil) e os índices e teores gerados relativos ao concentrado de apatita gerados.</i>	<i>268</i>
<i>Figura IV.8 e IV.9. Mapas de locação dos furos de sonda apresentados em malha real irregular e malha virtual regularizada pelo processo de desagrupamento para efeito de estudos estatísticos.</i>	<i>269</i>
<i>Figura IV.10 e IV.11. Isoteores médio de P₂O₅ apresentado nas condições de malha irregular e malha regularizada pelo método de desagrupamento (desclustering).</i>	<i>270</i>
<i>Figura IV.12. Gráficos de Normal-Probabilidade para a variável P₂O₅ nas seguintes condições: a) P₂O₅>=5% para malha irregular; b) P₂O₅>=5 para malha regularizada. Observa-se que o ajuste para lognormal aplicado sob malha regularizada respondeu de forma mais satisfatória do que os dados sob malha não regularizada.</i>	<i>273</i>
<i>Figura IV.13. Histograma das médias de P₂O₅D (com malha regular) P₂O₅ (com malha irregular). O desvio da média do P₂O₅ na malha irregular para valores mais altos mostra o efeito tendencioso da amostragem na busca por teores mais elevados do depósito.</i>	<i>274</i>
<i>Figura IV.14. Apresentação das médias de MgO, CaO, CaO/P₂O₅, Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅T, TiO₂, Nb₂O₅, BaO e Tr₂O₃ que participam do depósito de apatita. OBS: os dados foram filtrados para P₂O₅>=5%.</i>	<i>275</i>
<i>Figura IV.15. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. P₂O₅apt = fósforo de apatita</i>	<i>279</i>
<i>Figura IV.16. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. P₂O₅apt = fósforo de apatita. P₂O₅T = P₂O₅ da apatita + fosfatos secundários</i>	<i>280</i>

<i>Figura IV.17. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. $P_2O_5_{apt}$ = fósforo de apatita. RECG = recuperação metalúrgica. REND = rendimento em massa. P_2O_5CF = teor de P_2O_5 no concentrado final.....</i>	281
<i>Figura IV.18. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. P_2O_5rf = P_2O_5 analisado no rejeito da flotação (esta relacionado a apatita e fosfatos secundários não flotados). CF = analisado no concentrado final.</i>	282
<i>Figura IV.19. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. Coletor = reagente saponáceo utilizado na flotação da apatita (em g/t de concentrado produzido). Lamas = material fino tamanho argila produto do intemperismo da alteração de diversos minerais....</i>	283
<i>Figura IV.20. Relação entre parâmetros de processo, químicos e tipos de minério.</i>	287
<i>Figura IV.21. Relações entre parâmetros de processo químicos e tipos de minério.</i>	288
<i>Figura IV.23 Diferenças químicas e metalúrgica entre minério oxidado flogopitítico (FLOG OX) e foscorítico (FOSCO OX).</i>	293
<i>Figura IV.24. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-oxidado flogopitítico (FLOG MOX) e foscorítico (FOSCO MOX).</i>	293
<i>Figura IV.25. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-topo flogopitítico (MICT FLOG) e foscorítico (MICT FOSCO).</i>	294
<i>Figura IV.26. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-médio flogopitítico (MICM FLOG) e foscorítico (MICM FOSCO).</i>	294
<i>Figura IV.27. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-base flogopitítico (MICB FLOG) e foscorítico (MICB FOSCO).</i>	295
<i>Figura IV.28. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério silico-carbonatado flogopitítico (SIC FLOG) e foscorítico (SIC FOSCO).</i>	295
<i>Figura IV.30. Composição mineralógica por tipo de minério.</i>	300
<i>Figura IV.31. Abundância de cada mineral por tipo de minério.</i>	301
<i>Figura IV.32. Abundancia de cada mineral vista em 3D categorizada por tipo de minerio</i>	302
<i>Figura IV.33. Projeção das variáveis químicas e de processo sobre o plano fatorial 1 x 2. ...</i>	306
<i>Figura IV.34 Projeção das variáveis químicas e de processo sobre o plano fatorial 4 x 3. ...</i>	306
<i>Figura IV.35 Representação cartográfica do fator 1 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores em positivo e negativo e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em apatita (fator positivo) da região pobre em apatita dominado por flogopititos (fator negativo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil</i>	310
<i>Figura IV.36. Representação cartográfica do fator 2 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores em positivo e negativo e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em magnetita e apatita (fator negativo) da região pobre em</i>	

<i>apatita e rica em magnésio, sílica e alta relação CaO:P₂O₅ dominado por flogopititos (fator positivo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.</i>	311
.....	
<i>Figura IV.37. Representação cartográfica do fator 3 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em apatita e Mg-Carbonatitos (fator negativo) da região pobre em apatita e rica em sílica, alumínio e terras raras (fator positivo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.</i>	312
.....	
<i>Figura IV.38. Representação cartográfica do fator 4 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores e que separa bem a região do depósito rico em apatita e sílica (fator 4 positivo) da região rica em nióbio, bário e terras raras (fator negativo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.</i>	313
.....	
<i>Figura IV.39 Relações obtidas por ACP entre componentes tipológicos, geometalúrgicos, intemperismo e mineralogia.</i>	314
.....	
<i>Figura IV.40 Projeção das variáveis químicas e geometalúrgicas sobre o plano fatorial 3 x 4. Caso dos dados coletados em malha irregular</i>	319
.....	
<i>Figura IV.41. Mapa de isovariograma identificando a presença de anisotropia mista na direção de azimute 135° e 45° como principal e outra menor secundária na direção 100° e 10° para os foscoritos posicionados no intervalo de intemperismo isalterítico.</i>	320
.....	
<i>Figura IV.42 Mapa de isovariograma identificando a presença de anisotropia mistas na direção de azimute 141° e 51° e na direção 18° e 118° para os foscoritos posicionados no intervalo de intemperismo rocha alterada.</i>	321
.....	
<i>Figura IV.43. Evolução das direções de anisotropia da jazida de fosfato e dos litotipos associados na porção leste-nordeste do Complexo. Com exceção da assinatura bebedourito 2 no intervalo Rocha Alterada, a tendência geral para depósitos e rochas, pouco ou muito intemperizadas, é situar-se no intervalo de direções entre 90o e 130o. Esta é uma zona de menor variância relacionada à direção onde os fenômenos ligados a intrusão e mineralizações ocorreram.</i>	324
.....	
<i>Figura IV.44. Fluxograma básico usado na aplicação da técnica de Simulação Condicional</i>	325
.....	
<i>Figura IV.45.. Modelo de blocos (35 x 35 x5 metros) do nível Saprolito Aloterítico com teores de P₂O₅ estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica</i>	327
.....	
<i>Figura IV.46. Modelo de blocos (35 x 35 x5 metros) do nível Saprolito Isalterítico com teores de P₂O₅ estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica.</i>	328
.....	
<i>Figura IV.47. Modelo de blocos (35 x 35 x5 metros) do nível Rocha Alterada com teores de P₂O₅ estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica. ..</i>	329
.....	
<i>Figura IV.48. Modelo total: somatório dos modelos aloterítico+ isalterítico + rocha alterada com teores de P₂O₅ estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica.</i>	330

<i>Figuras IV.49. Vista tridimensional da área compreendida pelo Complexo Carbonatítico e rochas encaixantes adjacentes. As Figuras acima mostram região central abatida com formação de lagoa e rochas subjacentes a superfície topográfica responsáveis pelo desenho do relevo.....</i>	<i>342</i>
<i>Figura IV.50. Zonas potenciométricas do atual lençol freático mostrando a direção do fluxo freático representado pelas tonalidades de cor verde nos níveis mais altos evoluindo para o amarelo > vermelho>azul nos níveis mais baixos. Figura gentilmente cedida por Mastrela (2003).</i>	<i>343</i>
<i>Figura V.1. Produção mundial de elementos de Terras Raras (1 kt=10⁶ kg), de 1950 até 2000, dividida em quatro categorias: EUA, quase totalmente de Mountain Pass, Califórnia; China de vários depósitos; e todos outros países combinados. Compilado de US Geological Survey 2002.</i>	<i>366</i>
<i>Figura V.2. Produção de terras raras dos maiores produtores geográficos versus a atual e futura demanda para La, Ce, Pr, Nd,.....</i>	<i>366</i>
<i>Eu, Tb, Dy & Y. (Fonte: China Rare Earths Information Centre).....</i>	<i>366</i>
<i>Figura V.3. Localização dos depósitos de ETR Lagoa Seca Norte (verde) e Córrego do Garimpo (vermelho).....</i>	<i>368</i>
<i>Figura IV.4. Vista isométrica do depósito de terras raras modelado sobre blocos 35x 35 x 5 metros.....</i>	<i>369</i>
<i>Figura V.5. Seção de uma tricheira aberta sobre o corpo mineralizado de monazita do Córrego do Garimpo mostrando as relações de campo entre as unidades que compõem o depósito. ...</i>	<i>370</i>
<i>Figura V.6. Seção típica do depósito de terras raras na região do Córrego do Garimpo.</i>	<i>371</i>
<i>Figura V.7. Seção típica do depósito de monazita Lagoa Seca Norte.....</i>	<i>374</i>
<i>Figura V.8. Malha de sondagens de terras raras. A) Sondagem na posição original. B) Malha de sondagem regularizada pelo processo de desagrupamento (declustering) para utilização em tratamento estatístico.</i>	<i>377</i>
<i>Figura V.9. Curvas de isotores para Tr₂O₃ aplicado sobre duas malhas de sondagens: A) Sondagem na posição original. B) Malha de sondagem regularizada pelo processo de desagrupamento (declustering) para utilização em tratamento estatístico.</i>	<i>378</i>
<i>Figura V.11. Gráfico de Normal Probabilidade dos teores de ETR.....</i>	<i>380</i>
<i>ajustados para lognormal</i>	<i>380</i>
<i>Figura V.12. Gráfico Normal Probabilidade dos teores de ETR ajustados para lognormal....</i>	<i>381</i>
<i>Figura V.13. Representação gráfica das distribuições dos principais elementos maiores participantes do depósito de terras raras para um teor de corte = 2% ETR.</i>	<i>385</i>
<i>Figura V.14. Gráfico da Normal-Probabilidade dos elementos totais de terras raras. Observa-se que aparentemente o alinhamento dos pontos indica uma distribuição gaussiana para os dados.</i>	<i>387</i>

<i>Figura V.15. Análise da distribuição dos óxidos de terras raras derivado da monazita nos silexitos, nos carbonatitos, no perfil de intemperismo e na unidade C2b. Os resultados revelam que somente o Ce2O3 apresenta ajustado para uma só população. Os demais óxidos La2O3 e Nd2O3 parecem definir pelo menos três populações (a;b e c).</i>	388
<i>Figura V.16. Padrão de distribuição dos elementos de terras raras em monazita categorizados por tipo de minério.</i>	389
<i>Figura V.17. Padrão de distribuição dos elementos de terras raras medidos pela razão La/Nd versus ETRtotal.</i>	389
<i>Figura V.18. Padrão de distribuição das terras raras de monazitas normalizadas pelo condrito relativo ao depósito total.</i>	390
<i>Figura V.19. Padrão de distribuição das terras raras normalizadas pelo condrito para as monazitas dos silcretes e carbonatitos. Ocorre um enriquecimento em La e um empobrecimento em Pr e Nd para os silcretes em relação aos carbonatitos magnésíticos que lhe deram origem.</i>	390
<i>Figura V.20. Padrão de distribuição das terras raras normalizadas pelo condrito para as monazitas dos saprolitos e da unidade C2b. Ocorre um enriquecimento em La e um empobrecimento em Pr e Nd para as monazitas dos saprolitos da unidade C2b em relação aos saprolitos do Córrego do Garimpo.</i>	391
<i>Figura V.21. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (1 x 2).</i>	393
<i>Figura V.22. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (2 x 3).</i>	394
<i>Figura V.23. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (1 x 3).</i>	394
<i>Figura V.24. Mapa de isovariograma (em coordenada polar) dos elementos de terras raras (ETR) identificando a presença de forte anisotropia próximo a direção leste-oeste (azimute 80°) coincidente com as direções dos diques de Minério Carbonatítico e Minério silicoso da região do Córrego do Garimpo.</i>	396
<i>Figura VI.1 Localização do depósito de TiO₂, sobre imagem satélite (ikonos 2006), representado por curvas de isoteores médias do intervalo mineralizado.</i>	417
<i>Figura VI.2. Curvas de parametrização estabelecendo as relações entre recursos (t), teores médios e teor de corte.</i>	419
<i>Figura VI.3 e VI.4. Evolução do consumo de TiO₂ publicados de 1975 a 2002 na área pigmentos e metais.</i>	420
<i>Figura VI.5. Localização em planta e perfil dos tipos de minério de anátasio presentes no complexo Catalão I.</i>	421
<i>Figura VI.6. Mapa radiométrico total (canais de urânio + tório + potássio) aplicado sobre imagem satélite Ikonos 2007 no Complexo Carbonatítico Catalão I.</i>	424
<i>Figura VI.7. Associação entre parte da zona mineralizada em anátasio e o mapa radiométrico realizado por Carvalho (1974). Observa-se que os maiores valores radiométricos se associam com a mineralização de titânio e nióbio respectivamente.</i>	425

<i>Figura VI.8 Mapa de locação dos furos de sonda para TiO₂ na zona mineralizada em anátasio.</i>	426
<i>Figura VI.9. Mapa de isotores de TiO₂ a partir da média dos valores de cada furo de sonda.</i>	427
<i>Figura VI.10. Mapa isotores de TiO₂ e P₂O₅. Os teores de P₂O₅ estão representados por linhas com valores variando de 5 a 12%. Observa-se que os teores de P₂O₅ coincidem com as zonas de baixo valor de TiO₂.</i>	428
<i>Figura VI.11. Mapa de isotores de TiO₂ e Nb₂O₅. Os valores de nióbio estão representados por linhas na cor lilás. Observa-se que existe parte do nióbio coincidente com os valores de TiO₂ (anátasio) e parte coincidente os jazimentos de pirocloro.</i>	429
<i>Figura VI.12. Mapa de isotores de TiO₂ e ETR (La₂O₃ + Ce₂O). Os valores de ETR estão representados por linhas na cor lilás e branca. Observa-se que existe coincidência dos maiores valores de ETR com os maiores valores de TiO₂.</i>	430
<i>Figura VI.13. Histograma do TiO₂ para os dados de sondagens tomados na zona mineralizada em anátasio.</i>	432
<i>Figura VI.14. Teste da normalidade dos valores de TiO₂. O gráfico mostra que a distribuição de TiO₂ não apresenta uma distribuição Gaussiana.</i>	433
<i>Figura VI.15. Teste lognormal para os dados de TiO₂. O ajuste da curva linear da Figura VI.14 para uma curva logarítmica mostra que a distribuição dos dados de TiO₂ é lognormal.</i>	433
<i>Figura VI.16. Projeção das variáveis químicas sobre o plano fatorial 1 x 2. Observa-se a existência e uma correlação positiva entre TiO₂, Nb₂O₅ e ETR e uma correlação negativa do grupo com TiO₂ e o grupo do P₂O₅ e CaO.</i>	435
<i>Figura VI.17. Balanço de massa dos principais elementos que compõe a perovskita e o anatasio.</i>	437
<i>LOUGHNAN, F.C.. Chemical Weathering of the Silicate Minerals. In: , Elsevier, Amsterdam (1969), p. 154.</i>	462
<i>Figura Anexo 01. Mapa de localização dos furos de sonda e dos furos amostrados para análise petrográfica. Parte nordeste do domo em área da Fosfertil. O contorno em amarelo são os quartzitos fenitizados da borda do complexo.</i>	463

Lista de Tabelas

<i>Tabela I.1 Resumo da isotopia $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de rochas carbonatadas de Catalão I Morikiyo et al. (1987).</i>	25
<i>Tabela I.2- Composição química dos silexitos com monazitas do córrego do Garimpo segundo Lapido(1991).</i>	30
<i>Tabela II.1. Amostra CCR26 furo de sonda 58/03 coletada a 315 metros de profundidade [2.1 MPixel].</i>	55
<i>Tabela II.2 Amostra: CCR30 furo de sonda 58/03 coletado a 239 metros [2.209.320 pontos] .</i>	56
<i>Tabela II.3 Amostras: furo de sonda 58/03 coletado a 239 metros</i>	68
<i>Tabela II.4. Análise modal do flogopitito da Figura 23. Em (a) considerando a apatita, e magnetita situados na parte ressaltada em azul como parte integrante da rocha e em (b) subtraindo a apatita (ressalto azul) e considerando os carbonatos associados</i>	73
<i>Tabela II.5. Composição modal da matriz da brecha magmática rica em glóbulos calcíticos ..</i>	75
<i>Tabela II.6. Amostra am29 (a) representante do furo de sonda 63/34 coletada no nível 110 metros</i>	90
<i>Tabela II.7. Amostra 95sa</i>	91
<i>Tabela II.8. Composição modal dos constituintes principais da amostra am46</i>	92
<i>Tabela II.9. Análise modal da amostra 95k</i>	93
<i>Tabela II.10. Contagem modal da amostra am38</i>	94
<i>Tabela II.11. Contagem modal da amostra 95y [240,012 pontos]</i>	95
<i>Tabela II.12. Análise estatística dos valores modais dos foscóritos com e sem pirocloro</i>	100
<i>Tabela II.13. Teste da normalidade (resultados modais foscóritos com e sem pirocloro)</i>	100
<i>Tabela II.14. Análise modal da amostra de testemunho de sondagem do furo 56/07 a 237 metros em carbonatito com monazita</i>	132
<i>Tabela II.15. Análise modal da amostra de testemunho de sondagem do furo 56/07 a 250 metros em carbonatito com monazita.</i>	133
<i>Tabela II.16. Análises parciais de rocha total das unidades C1 e C2a e C2b</i>	156
<i>Tabela II.17. Análises de apatita no nelsonito da unidade C2a</i>	157
<i>Tabela II.18. Análises de monazita da unidade C2a</i>	159

<i>Tabela II.19. Análise de ilmenita da unidade C2a.....</i>	<i>160</i>
<i>Tabela II.20. Análises de gorceixita dos glóbulos dos pipes da matriz da brecha.</i>	<i>174</i>
<i>Tabela II.21. Análises representativas da ilmenita na unidade C2a, pipes e glóbulos.</i>	<i>178</i>
<i>Tabela II.22. Análises representativas dos pipes da Lagoa Seca.</i>	<i>181</i>
<i>Tabela III 1 Características do perfil de intemperismo em Catalão I segundo Imbernon (1993).</i>	<i>201</i>
<i>Tabela III 2 Análise química total na cobertura laterítica superficial compilado de Imbernon (1993).</i>	<i>203</i>
<i>Tabela III.3 Autovalores da matriz (Eigenvalues.) Método de Extração do fatores: Principais Componentes.....</i>	<i>213</i>
<i>Tabela III.4. Correlação entre as variáveis em relação a cada um dos fatores. Peso dos fatores (Varimax normalizado) Extração: Principais componentes (Peso dos fatores ressaltados são > ,30).....</i>	<i>214</i>
<i>Tabela III.5 Peso dos fatores resultantes da análise fatorial do intervalo isalterítico. O fator 1 é marcado por uma forte correlação de P₂O₅ apat. , CaO e P₂O₅ total em oposição ao Al₂O₃ e SiO₂ (mais fracamente com TiO₂ e MgO). O fator 2 é marcado por boa correlação entre MgO, SiO₂ no pólo negativo e por Fe₂O₃ e TiO₂ no pólo positivo. O fator 3 tem como maior característica a anomalia de BaO e Tr₂O₃ no pólo negativo em oposição ao MgO, Al₂O₃ e TiO₂ no pólo positivo.....</i>	<i>226</i>
<i>Tabela III. 6. Extração dos principias componentes com apresentação dos fatores peso mostrando as correlações possíveis entre as variáveis tratadas no intervalo de Rocha Alterada. Peso dos fatores:Varimax normalizado.</i>	<i>238</i>
<i>Tabela III.7. Apresentação dos fatores peso mostrando as correlações possíveis entre as variáveis tratadas no intervalo de Rocha Alterada.....</i>	<i>240</i>
<i>Tabela IV.1. Tabela de freqüência acumulada dos valores de P₂O₅>=5% referentes ao banco de dados de furos de sonda em malha regularizada em 200 x 200 metros sobre o depósito de apatita</i>	<i>272</i>
<i>Tabela IV.2. Tabela de freqüência acumulada dos valores de P₂O₅>=5% referentes ao banco de dados de furos de sonda em malha não regularizada sobre o depósito de apatita.....</i>	<i>272</i>
<i>Tabela IV.4. Distribuição dos teores químicos por tipo de minério.</i>	<i>277</i>
<i>Tabela IV.5. Distribuição das variáveis metalúrgicas por tipo de minério.P₂O₅cf= P₂O₅ do concentrado de apatita; REC.G= recuperação metalúrgica; REND= rendimento em massa; CaOcf, Al₂O₃CF BaOCF Fe₂O₃CF MgOCF SiO₂CF elementos maiores no concentrado de apatita; Coletor = óleo graxo utilizado na flotação para geração das espumas coletoras de apatita; Lamas = material <20 micras gerado pela moagem e já existente no minério; Dureza = tempo de moagem do minério; P₂O₅ rf = P₂O₅ analisado no rejeito da flotação.; Magnetita = % de magnetita extraída com separador magnético.</i>	<i>278</i>
<i>Variáveis</i>	<i>278</i>

<i>Tabela IV.6. Teores químicos e de processo por tipo de apatita.</i>	286
<i>Tabela IV.8. Matriz das relações entre litologias tipologias de minério e níveis de intemperismo</i>	291
<i>Tabela IV.9. Rearranjo da matriz da Tabela IV.8 para efeito de simplificação das relações litológicas e tipológicas.</i>	292
<i>Tabela IV.10. Distribuição mineralógica típica dos principais tipos de minério de apatita de Catalão I. OX= minério oxidado; MOX= minério micáceo oxidado; MOX IMP= minério micáceo oxidado com apatita impregnada por óxidos de ferro; MIC= minério micáceo; MIC IMP= minério micáceo com apatitas impregnadas por óxidos de ferro; SIC= minério silico carbonatado. Esta caracterização foi realizada pela consultoria Paulo Abib Engenharia.</i>	298
<i>Tabela IV.11. Análises químicas correspondentes as amostras com determinação mineralógica apresentadas na Tabela IV.10.</i>	299
<i>Tabela IV.12. Sumário estatístico dos dados químicos e de processo (1159 amostras)</i>	304
<i>Tabelas IV.13. Apresentação de quatro fatores extraídos que explicam 61.7% da variância. Os valores são significativos para fatores ≥ 0.25. Os valores em azul representam as correlações positivas e os em vermelho as correlações negativas.</i>	305
<i>Tabela IV.16. Resumo dos parâmetros das assinaturas geoquímicas nos três níveis de intemperismo.</i>	323
<i>Tabela IV.17. Características geometalúrgicas dos minérios oxidados</i>	351
<i>Tabela IV.18. Características geometalúrgicas dos minérios micáceo-oxidado</i>	352
<i>Tabela IV.19. Características geometalúrgicas do minério micáceo topo</i>	353
<i>Tabela IV.20. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio</i>	354
<i>Tabela IV.21. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio</i>	355
<i>Tabela IV.22. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio</i>	356
<i>Tabela V.1. Recursos de minério de ETR pesquisadas pela Metago na década de 80.</i>	375
<i>Tabela V.2 Recursos de ETR calculados nos depósitos do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte.</i>	375
<i>Tabela V.3. Estimativa dos recursos por tipo de minério.</i>	376
<i>Tabela V.4. Freqüência acumulada dos teores de ETR (futr2cop1). Teor de corte=0%</i>	379
<i>Tabela V.5. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR $\geq 0\%$</i>	382
<i>Tabela V.6. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR $\geq 2\%$</i>	382
<i>Tabela V.7. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR $\geq 5\%$</i>	383

<i>Tabela V.8. Teores de ETR categorizados por nível de intemperismo. Teor de corte = 2% de ETR.....</i>	<i>384</i>
<i>Tabela V. 9. Teores de ETR categorizados por nível de intemperismo. Teor de corte = 5% de ETR.....</i>	<i>384</i>
<i>Tabela V.10. Estatística descritiva de monazita coletada pontualmente sobre todo depósito de ETR₂O₃.(Tassinari, 2000).....</i>	<i>386</i>
<i>Tabela V.11. Coordenadas dos fatores baseado nas correlações entre variáveis químicas (futr2copTIPO1).....</i>	<i>392</i>
<i>Tabela VI.1. Recursos de TiO₂ calculados no Complexo Carbonatítico Catalão I.</i>	<i>418</i>
<i>Tabela VI.2. Tonelagens de parte dos minérios classificados por tipo tecnológico x 10⁶ situados nas áreas 2 e 4, Fonte Relatório Interno Metais de Goiás SA.....</i>	<i>423</i>
<i>Tabela VI.3. Estatística descritiva do minério de titânio de Catalão I.....</i>	<i>431</i>
<i>Tabela VI.4. Freqüência acumulada dos dados de TiO₂.....</i>	<i>431</i>
<i>Tabela VI.4. Fatores coordenadas baseado na correlação entre variáveis</i>	<i>434</i>
<i>Tabela VI.6. Análises químicas em cristais de perovskita no interior de anátasio de Catalão I.</i>	<i>436</i>
<i>Tabela VI.7. Química mineral de cristais de anátasio de bebedouritos de Catalão I.</i>	<i>437</i>

CAPITULO I

Objetivos

Localização

Trabalhos Anteriores

Metodologia

1 Introdução

Os complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba têm sido estudados nos últimos anos com ênfase aos aspectos mineralógicos relacionados ao intemperismo e aos aspectos petrológicos genéricos. Entretanto, do ponto de vista geometalúrgico muito pouco foi realizado. No Complexo Carbonatítico Catalão I, com exceção dos trabalhos realizados pela Metago na década de 70 que visaram cumprir obrigações legais com DNPM, nenhum outro trabalho com foco geometalúrgico foi realizado. A maioria dos estudos existentes, envolvendo os depósitos, se concentrara à valorização dos bens minerais, denominada de caracterização tecnológica. Enquanto os estudos de valorização necessitam de um bom suporte de informações mineralógicas para convergir a um bom resultado, os estudos de caracterização geometalúrgica necessitam, além dos estudos mineralógicos, da geologia, da geometria, das relações com a encaixante, da tipologia do minério, dos parâmetros de processo, tais como recuperação metalúrgica. Necessitam também estudos geoestatísticos para conhecimento do modo de distribuição do(s) mineral(s) econômico(s) dentro dos depósitos para efeito de estimação e avaliação do(s) bem(s) mineral(s). Além do mais, o que se observou nas últimas décadas foi um tratamento do depósito, pelas empresas de mineração, como um corpo homogêneo sem preocupação com as relações entre minerais e a distribuição destes no espaço. As conseqüências desta pouca informação tem sido a surpresa do comportamento inesperado do bem mineral nos processos industriais, trazendo na maioria das vezes prejuízos à indústria causados por produtos fora da especificação.

A quantidade atual de dados químicos dos depósitos, acumulados pelas empresas, mais os poucos trabalhos realizados com enfoque sobre algum detalhe da mineralização e da geologia do complexo é enorme, mas os dados são desconectados entre si e mal aproveitados. Apesar destes bancos de dados não possuírem a qualidade desejada para estudos acadêmicos eles se superam pela quantidade e isto significa segurança nos resultados químicos do ponto de vista estatístico. Em áreas já lavradas e mesmo aquelas na eminência de entrar em lavra, o volume de informações geradas equivale a uma malha de sondagens 35 x 35 m por 100 m com amostras a cada cinco metros.

As amostras dos furos foram analisadas para os elementos maiores por fluorescência de raios X a partir de 1995, e por via úmida e absorção atômica entre

1980 e 1995. Este volume de informações permite a realização de estudos estatísticos uni, bi e multielementares para caracterização do depósito desde a rocha fresca até os níveis mais superiores do manto intempérico, o que representa uma média de 120 metros de espessura.

Além das análises químicas, existem também os trabalhos com informações mineralógicas e dos processos de alteração intempérica que ali atuaram (Imbernon, 1993; Oliveira *et al.* 1998 e Toledo, 1999), assim como trabalhos desenvolvidos por Pereira (1995) e Araújo (1995) que estudaram os aspectos mineralógicos e petrológicos das rochas frescas, sendo fundamentais para compreensão da gênese destas rochas.

Passados mais de 20 anos de exploração, tanto as jazidas de fosfato como as de nióbio têm experimentado desafios motivados pela mudança nas características dos minérios à medida que a lavra se aprofunda e se move em direção ao centro do domo. Apesar dos vultosos investimentos na otimização dos atuais processos de beneficiamento, com a intenção de melhoria da recuperação da apatita no processo de flotação, o impacto das novidades não tem sido significativo, pois com o passar dos anos a tendência dos minérios de apatita são de teores cada vez menores acompanhados de significativas mudanças nas suas características físicas e químicas e, conseqüentemente, uma queda dos índices de rendimento em massa. A razão da diminuição de teores e alteração das características do minério se deve às mudanças espaciais dos depósitos no perfil intempérico, resultando em minérios menos concentrados e com uma mineralogia mais próxima da rocha primária. Isto significa menor concentração da apatita residual no perfil intempérico e conseqüentemente um produto mais heterogêneo, e mais carregado de impurezas ou ganga. Para as indústrias se manterem estáveis em termos de custos e mercado, seria necessário o desenvolvimento de novos processos, para aumentar a recuperação e compensar a queda dos teores e rendimento mássico. No entanto, o sucesso deste objetivo depende da quebra de várias barreiras de ordem tecnológica, geológica e mineralógica. As de ordem tecnológica são aquelas relacionadas ao desenvolvimento de coletores graxos mais seletivos, ou ainda, coletores mais específicos ao tipo de apatita que se pretende concentrar. O processo de flotação atual que utiliza coletores derivados de óleos naturais e /ou sintéticos não é específico para a apatita, mas sim para o cálcio. O motivo desta opção no passado esteve relacionado ao seguinte fator: explorar inicialmente depósitos de apatita mais ricos contidos nos níveis mais superiores do perfil onde é menor a relação estéril/minério e menor a relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$. Por isso, enquanto perdurou este tipo de minério, esta

opção, além de melhor dominada, era também a de menor custo. Entretanto, com a tendência à exaustão deste tipo de minério, as minas começaram paulatinamente a caminhar para os níveis mais inferiores do manto intempérico, onde acontecem importantes mudanças mineralógicas, que vão pôr em jogo toda a eficiência do antigo processo de flotação aniônica. O cálcio anteriormente presente somente na estrutura da apatita agora se encontra também presente em vários outros minerais que se manifestam neste horizonte, tais como: diopsídio, calcita, dolomita e perovskita, que vão competir com a apatita na flotação. Além destes, outros minerais como as micas, por exemplo, que quando presentes nas partes superiores do perfil intempérico se comportavam como um argilo-mineral e eram facilmente descartadas nos processos de deslamagem, agora são flogopitas, mais resistentes à desagregação mecânica, e que podem ser arrastadas pela flotação trazendo junto contaminantes tais como o Mg, Al, K e Si que antes não ofereciam problemas ao processo de concentração.

Já as dificuldades de ordem geológica conduzem para a necessidade da descoberta de novos e mais eficientes controles do jazimento, de modo a qualificar melhor os depósitos e facilitar sua caracterização junto ao desenvolvimento de novos processos de concentração. Os trabalhos até então realizados, visando conhecer o controle do jazimento, não necessitavam grandes sofisticções ante a relativa homogeneidade existente nos níveis mais altos do perfil intempérico, onde às vezes o simples controle dos teores de P_2O_5 eram suficientes para o bom aproveitamento da jazida.

Na fase de operação de lavra, a individualização de tipos bem caracterizados do ponto de vista mineralógico e tecnológico tornou-se também necessário, e por isto, um prévio conhecimento geológico enfatizando o controle e gênese do depósito é fundamental para o sucesso desta tarefa. Isto posto, uma das propostas deste trabalho, de estudar e definir novos controles para a jazida, passa também pelo aprofundamento do conhecimento da gênese destes depósitos e das rochas que os contêm.

Com relação aos depósitos de elementos de terras raras, conhecidos desde as pesquisas de fosfato na década de 70, o controle da mineralização permitirá a discriminação entre os tipos de depósitos de monazita hidrotermal e os depósitos lateríticos e de fosfatos secundários derivados da alteração de perovskita e apatita respectivamente.

O titânio, na forma de anatásio, cujo controle é conhecido da literatura como proveniente da alteração da perovskita, tem perspectiva em curto prazo de tornar-se economicamente explorável devido ao enorme volume existente nos primeiros metros do perfil intempérico. Entretanto, fatores de ordem tecnológica e econômica precisam ser superados. Por exemplo, no Complexo Carbonatítico de Tapira tentativas sem êxito feita pela Vale do Rio Doce têm adiado a entrada em operação da jazida de titânio por mais de 20 anos. Os principais obstáculos encontrados foram os altos custos dos processos ensaiados e principalmente fatores de ordem ambientais relacionado às impurezas de minerais radiogênicos presentes nos concentrados obtidos. Além disto, as reservas de ilmenita e rutilo existentes em outras localidades do mundo ainda apresentam custos de processamento muitos inferiores, apesar de que desde 1971 a produção destes minerais vem lentamente decrescendo e os preços sofrendo constantes aumentos. A questão, portanto, além de mercadológica, é de competição com produtos similares derivados de outros minerais. Enfim, necessita-se baixar os custos, buscando-se outras alternativas além de teores mais elevados para geração de um produto mais competitivo. É neste ponto que um bom controle geológico poderia dar sua colaboração na viabilização deste projeto, selecionando através de técnicas geológicas inteligentes, fatores outros além do teor, que permitam a discriminação e a caracterização de novos alvos dentro do depósito global convergindo para um processo mais eficiente e econômico.

1.1 Objetivos do trabalho

O objetivo desta tese é o entendimento dos controles e gênese das mineralizações de apatita, anatásio e monazita que ocorrem no Complexo Carbonatítico de Catalão I visando a construção de modelos geometalúrgicos. Para isto foi necessário estudar o papel que exerce o magmatismo, o metassomatismo e o intemperismo na formação destas jazidas.

1.2 Localização da área de estudo

A área do presente estudo está localizada nos municípios de Catalão e Ouidor no Estado de Goiás. Catalão situa-se no sudeste do Estado às margens da rodovia BR-050, distante 300 km de Brasília e 720 km de São Paulo. A área é parte integrante do Complexo Carbonatítico Catalão I parte da Província Ígnea do Alto Paranaíba. O acesso é feito percorrendo 10 km pela BR-050, partindo de Catalão em direção a Brasília, e mais 10 km pela GO-254 até a mina de fosfato da Fosfertil. O local do estudo possui uma área de 665 Ha que é parte dos direitos minerários da Fosfertil. As coordenadas geográficas do centro médio desta área são respectivamente 18° 08' de latitude sul e 47° 48' de longitude W. A morfologia do complexo é constituída por um platô de forma sub-circular com os eixos N-S e E-W medindo respectivamente 6,0 e 5,5 km (Figura I.1).

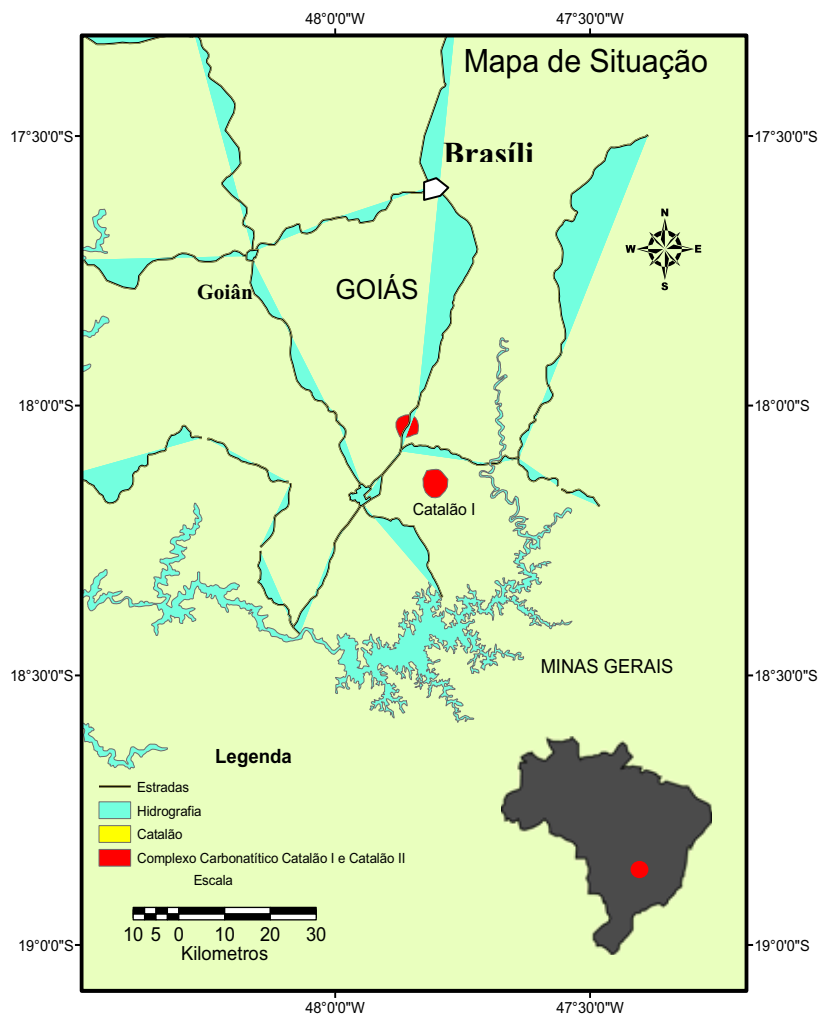


Figura I.1. Mapa de localização do Complexo Carbonatítico Catalão I

1.3 Trabalhos anteriores

1.3.1 A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP)

As rochas alcalinas localizadas na região do triângulo mineiro em Minas Gerais e no sudeste do Estado de Goiás, constituídas por um conjunto de rochas kamafeugíticas, kimberlíticas e carbonatíticas que ocorrem sob a forma de diques, *pipes*, *plugs*, diatremas, derrames de lavas, depósitos piroclásticos e grandes complexos plutônicos foram denominadas por Gibson *et al.* (1995), de Província Ígnea do Alto Paranaíba. Sgarbi & Gaspar (2002) sugerem a extensão desta área até o sudoeste de Goiás na região de Rio Verde-Iporá com a denominação de Província Alcalina Minas-Goiás.

Os complexos plutônicos alcalinos contendo carbonatitos fazem parte de um contexto geológico maior associado a um intenso magmatismo ultrapotássico que atingiu esta região durante o Cretáceo Superior (Figura I.2). Os primeiros trabalhos que fazem referência a esse magmatismo estão relacionados aos estudos de rochas de natureza kimberlíticas efetuados pela Prospec e Sopemi no final dos anos 60 (Leonardos *et al.*, 1991; Barbosa *et al.*, 1970), relacionadas a ocorrências de *pipes* próximo a Patos de Minas.

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1995) apresenta como limites a parte nordeste da Bacia do Paraná e a parte sudeste do craton do São Francisco. Esta faixa relativamente estreita, composta de metamorfitos da Faixa Brasília, que se estabilizou no Proterozóico Superior, comporta as rochas magmáticas desta província de idade Cretáceo Superior. Segundo Gibson *et al.*, (1995), o volume estimado de magma potássico nesta região faz dela uma das maiores províncias alcalinas intracontinentais do mundo. A maior manifestação superficial, em volume, do magmatismo ultramáfico potássico da Província Ígnea do Alto Paranaíba são as lavas e tufos que estão representados pela Formação Mata da Corda (Costa & Sad, 1968) que cobrem uma área maior do que 4500 km² (Leonardos *et al.*, 1991).

As rochas alcalinas e carbonatitos, formados em intervalo de tempo relativamente curto e posterior ao magmatismo da Bacia do Paraná, apresentam idades de 120 a 85 Ma (Bizzi *et al.*, 1994 a e b). Para o magmatismo da província. Gibson *et al.* (1995) apresentam idades entre 90 e 80 Ma para o mesmo conjunto de rochas.

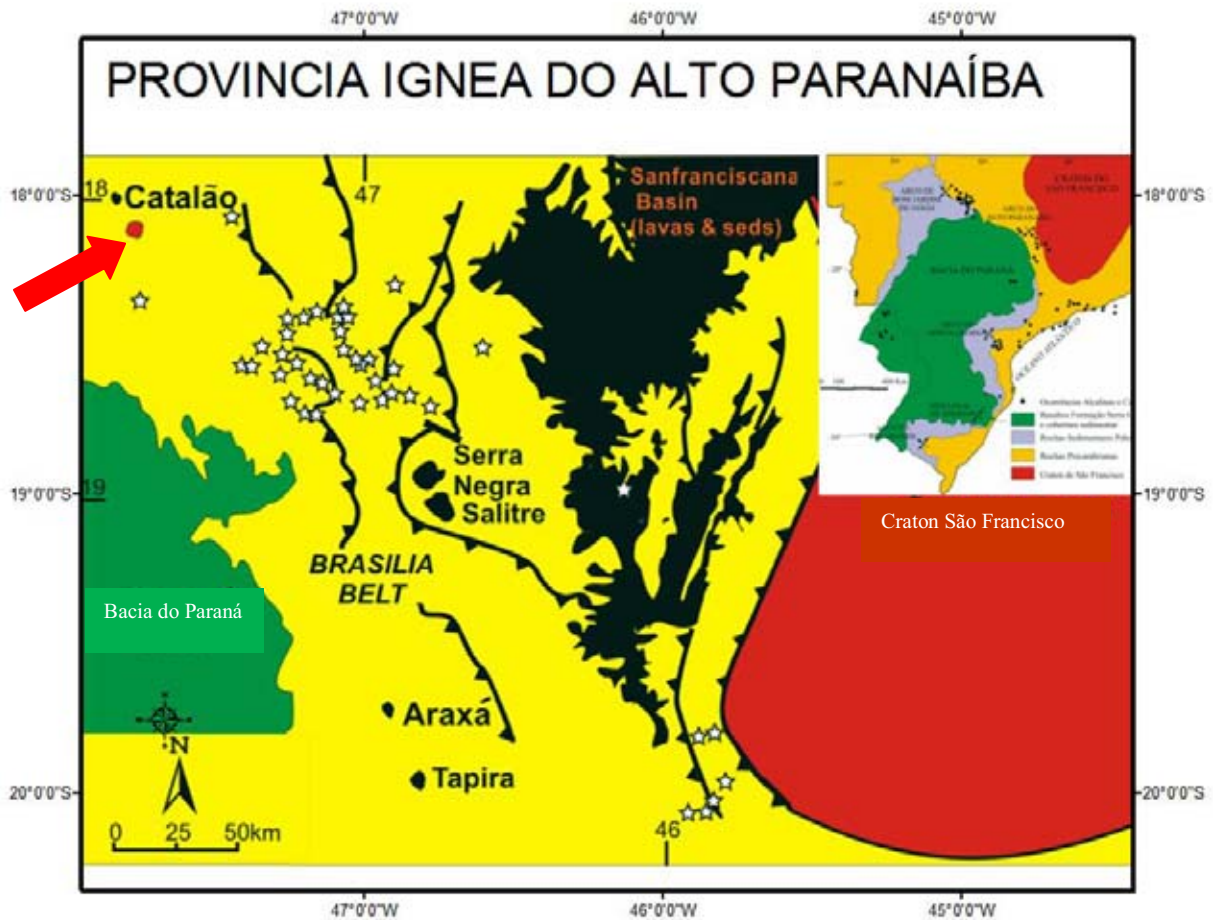


Figura I.2 Mapa de situação da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Modificado após Gibson et al. (1995).

A origem dos magmas que formaram esta província é motivo de controvérsia. Gibson *et al.*, (1995) sugerem uma gênese para o magmatismo alcalino a partir da remobilização do manto litosférico subcontinental com o calor gerado pelo impacto da pluma Trindade. Para estes autores esta pluma possuía dimensões tais que praticamente toda região compreendida pelas províncias do Poxoréu, Iporá e Alto Paranaíba sofreram aquecimento quase que simultaneamente, o que resultou em fusões parciais do manto litosférico sub-continental, gerando um magmatismo nestas regiões com idades similares.

Bizzi (1991), Bizzi et al. (1993, 1995) e VanDecar et al. (1995) acreditam que o Hot Spot Tristão da Cunha, que deu origem aos derrames basálticos da Bacia do Paraná é também responsável pelo magmatismo alcalino da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Os estudos de tomografia sísmica efetuados na região sudeste do Brasil por

VanDeCar et al. (1995) mostram uma grande anomalia de baixa velocidade se estendendo a profundidades de até 600 km sob a Bacia do Paraná. Os autores defendem a idéia de que esta anomalia representa uma pluma fóssil na base do manto inferior. Defendem também que todo resíduo termal e químico desta pluma, que teria dado origem aos derrames basálticos da Bacia do Paraná, teria sido deixado para trás, durante o movimento de placas que teve início a 130 Ma com a abertura entre os continentes sul americano e africano. Segundo VanDecar et al. (1995) o magmatismo alcalino responsável pela formação da Província Ígnea do Alto Paranaíba resultou do aquecimento por condutividade proveniente da pluma associada ao Hot Spot Tristão da Cunha na base da litosfera no qual processos de fusão parcial geraram magmas alcalinos que se posicionaram através de zonas de franqueza litosférica do cinturão da Faixa Brasília. As rochas cretáceas magmáticas alcalinas que ocorrem na Faixa Brasília e na porção nordeste da borda da Bacia do Paraná apresentam um padrão grosseiramente semicircular ao redor do eixo da pluma. Esta região é marcada por uma feição fisiográfica importante que é o Arco do Alto Paranaíba, o qual corresponde a um alto topográfico e gravimétrico alinhado N55°W separando as Bacias do Paraná e Bacia Sanfranciscana. Ao longo desta direção, aparecem uma série de outros lineamentos denominados por Bardet (1977), “de azimute 125°” (Figura I.3). Este lineamento comporta outras províncias alcalinas, mostrando uma evolução composicional mais potássica para oeste com ou sem carbonatitos e mais sódica para leste (Gonzaga & Tompkins, 1991). Gibson et al. (1995) demonstram que as rochas do PIAP derivam-se de magmas de filiação kimberlítica, lamproítica e kamafugítica. O magmatismo que deu origem às rochas máficas e potássicas, enriquecido em voláteis e elementos incompatíveis, é sugerido como derivado de pequenas fusões parciais da litosfera subcontinental por aquecimento e por pequenas taxas de extensão da litosfera (Tompson & Gibson, 1994).

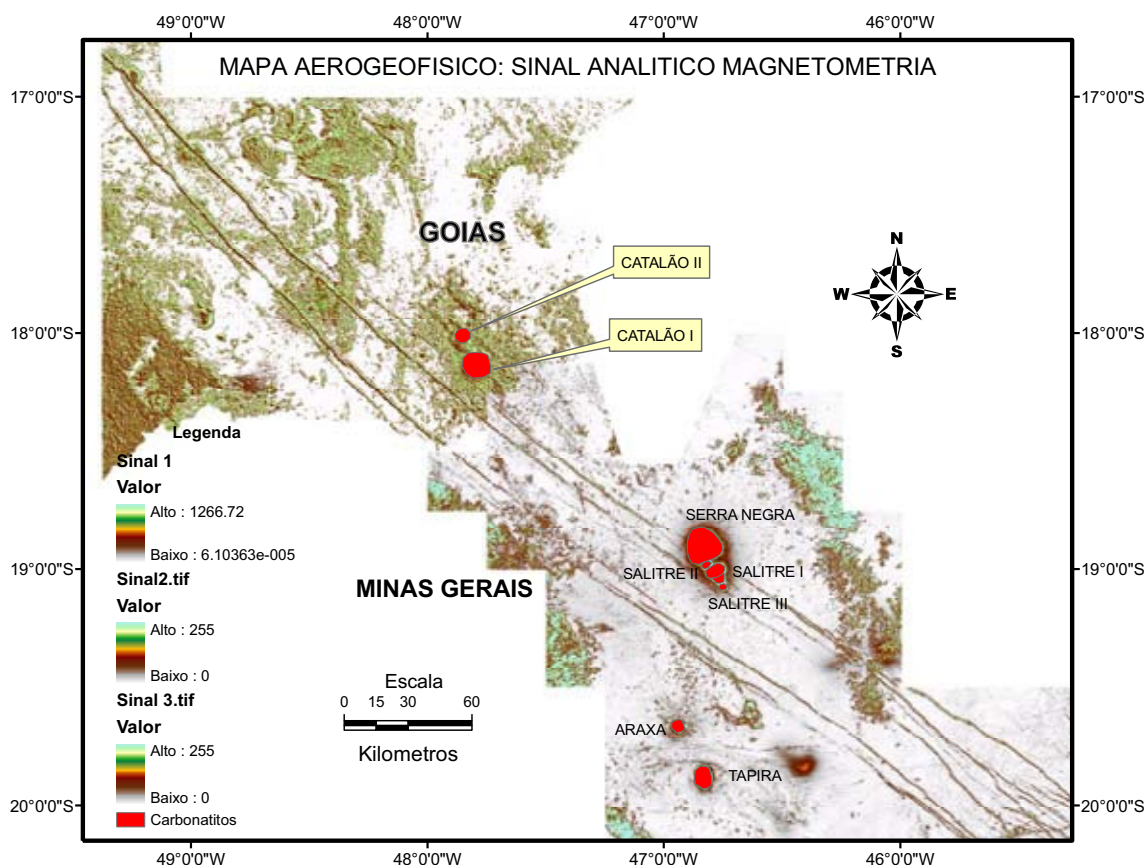


Figura 1.3. Imagem aerogeofísica do sinal analítico na Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque para o lineamento do azimute 125° e as intrusões carbonatíticas (realçadas em vermelho). Fonte dos dados: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, bloco II 2005 e do levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais bloco 07- 2006 .

Até 2005 parecia ser consenso geral que o magmatismo que afetou o PIAP estaria associado com a influência termal e /ou química de uma pluma mantélica (Tristão ou Trindade) que impactou na base da litosfera continental (Herz, 1977; Toyoda *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1995a, 1995b, 1997; VanDecar *et al.*, 1995; Tompson *et al.*, Brod *et al.*, 2000). Porém, no final de 2005, Gomes & Chiaramonti (2005) mostraram que os dados existentes de elementos maiores e traços e das razões isotópicas de Sr-Nd-Pb indicam contribuições de diferentes fontes mantélicas. Para estes autores estas notáveis diferenças isotópicas entre as rochas da PIAP e do N-MORB e a pluma Trindade sugerem que uma fonte astenosférica não teve um papel tão importante na gênese das rochas da PIAP como proposto por Gibson *et al.*, (1995). Para Gomes & Chiaramonti (2005), a hipótese mais provável para este magmatismo seria a fusão parcial do manto litosférico, porque as rochas desta província refletem características de fonte litosférica e não astenosférica.

Bizzi *et al.* (1995) e Van Decar *et al.* (1995) também contestaram a hipótese de Gibson *et al.* (1995) com relação a assinatura do tipo Dupal para as rochas da PIAP e para o posicionamento das rochas vulcânicas em relação ao traço deixado pela pluma ao longo de seu trajeto associado as falhas de transposição. Entretanto, estes autores concordam que, tanto a pluma Tristão da Cunha como a pluma Trindade, teriam tido influência na região do Alto Paranaíba. A pluma Tristão poderia ter tido uma influência química e a pluma Trindade uma influência termal.

Outra alternativa é proposta por Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), Comin-Chiaramonti *et al.* (2005) que sugerem que as rochas magmáticas toleíticas, alcalinas e alcalinas-carbonatíticas que ocorrem ao redor e na Bacia do Paraná tenham se originado de um manto heterogêneo sub-litosférico. Neste cenário, os traços das plumas Tristão e Trindade estariam apenas refletindo uma acomodação ao stress sofrido pela litosfera durante o processo de abertura (*rift*), ao invés de uma contínua atividade magmática induzida por plumas mantélicas abaixo de uma litosfera em movimento.

Silva *et al.* (1979) e Gomes *et al.* (1990) fizeram referências às associações existentes entre as lavas e intrusões do PIAP mostrando suas associações no espaço e no tempo aos grandes complexos carbonatíticos. Os diques do tipo lamprófiros que ocorrem nos complexos carbonatíticos foram denominados de flogopita picritos por Gibson *et al.* (1995) e Brod (1999) demonstrando o caráter magmático destas rochas cujas características petrográficas, segundo Brod *et al.* (2000) são de rochas compostas por fenocristais de olivina e subordinadamente flogopita, em uma matriz de flogopita, cromita, magnetita, perovskita, apatita e carbonato. Para os autores, os enxames de diques de flogopita picrito que ocorrem espalhados por toda província representam o magma parental silicático dos complexos carbonatitos, rico em carbonato, ultrapotássico e peralcalino e que mantém notáveis afinidades químicas com kamafugitos.

Segundo Brod *et al.* (2000) os carbonatitos da PIAP apresentam uma origem intrínseca ao magmatismo ultrapotássico. Os autores apresentam evidências químicas de rocha total onde os picritos do Complexo Carbonatítico de Tapira e de outras regiões do PIAP se assemelham aos kamafugitos da província. Além do mais, os autores sugerem que as similaridades entre os elementos-traços e ETR dos picritos e kamafugitos possuem ou compartilham fontes comuns e sofreram comparáveis processos pós-fusão. Adicionalmente, a presença de xenólitos de bebedouritos e sienitos ultrapotássicos em rochas da Formação Mata da Corda reforça a ligação entre os kamafugitos e os complexos carbonatíticos, sugerindo a presença de câmaras magmáticas similares para

os complexos carbonatíticos em profundidade (Brod *et al.*, 2000). Já Loyd e Bailey (1991), sugerem que kamafugitos podem ser o magma parental dos bebedouritos do PIAP. Gibson *et al.* (1995), estudando as variações nas propriedades químicas dos kamafugitos, lamproítos e kimberlitos da PIAP, vieram a sugerir a possibilidade da existência de heterogeneidades na região-fonte destas rochas. Brod *et al.* (2000) chamam atenção para o fato de que na região há a ausência de rochas nefeliníticas, como os ijolitos, muito comuns nos carbonatitos por todo o mundo. As rochas sieníticas associadas com os complexos carbonatíticos da PIAP apresentam características químicas e petrográficas que apontam para uma afinidade ultrapotássica.

Araújo (2000) considera o manto litosférico sob a província em questão como significativamente fértil, sendo esta fertilidade atribuída a processos metassomáticos associados ao evento magmático cretáceo, mas existem também feições metassomáticas de xenólitos relacionados a eventos anteriores, possivelmente ligados a estágios de extensão da litosfera (Bizzi *et al.*, 1994). A maioria dos xenólitos estudados são derivados de profundidades elevadas, podendo atingir até 190 km. Carvalho (1997) realizou estudos geotermobarométricos indicando temperaturas de equilíbrio entre 590° e 1300° C e pressões entre 30 e 60 kbar para os xenólitos.

Nos complexos carbonatíticos aflorantes conhecidos na Província Ígnea do Alto Paranaíba (Figura I.2), os sovitos e beforsitos são os tipos petrográficos dominantes, com subordinado silico carbonatito (Machado Jr. 1992). Brod *et al.* (2000) mostraram que os complexos carbonatíticos se caracterizam por intrusões poli estagiadas.

Foram reconhecidos na província sete carbonatitos: dois no Estado de Goiás e cinco no Estado de Minas Gerais. Em Goiás foram denominados de Catalão I e Catalão II e no Estado de Minas Gerais de Serra Negra, Salitre I, Salitre II, Salitre III e Araxá por Barbosa *et al.* (1970).

Em Goiás as mineralizações de Ti, P, ETR situados no domo alcalino carbonatítico de Catalão I tiveram suas primeiras referências em Hussak (1894) onde foram mencionadas a presença de perovskita, magnetita e apatita em possíveis rochas carbonatíticas. O Complexo de Catalão I de forma dômica cobre uma área de circular de 27 km² referente a sua parte aflorante. Este complexo é constituído por flogopititos, piroxenitos, dunitos, foscoritos e carbonatitos (Dyer, 1969; Barbosa *et al.*, 1970; Carvalho, 1974a, 1974b; Carvalho & Valença, 1974; Valarelli, 1971; Baecker, 1983; Danni *et al.*, 1991; Carvalho & Bressan, 1989; Araújo & Gaspar, 1992, 1993; Gaspar *et*

al., 1994; Araújo, 1996 e Ribeiro & Gaspar, 2000). Sua idade segundo Hasui & Cordani (1968) é de 82,9 ± 4,2 Ma.

O Complexo de Catalão II (18° 02'S e 47° 52'W) é pobremente exposto e está localizado a 5 km a norte do Catalão I sendo constituído por piroxenito, sienitos, foscorito, carbonatito e lamprófiro (Machado, 1991; Melo, 1999). Também possui forma dômica circular que cobre uma área de 14 km². Machado (1991) mostrou idades para estes complexos de aproximadamente de 76 e 86 Ma.

No Estado de Minas Gerais, onde os maiores e os mais numerosos corpos carbonatíticos ocorrem, contém também as maiores jazidas de apatita do Brasil e a maior reserva de nióbio do mundo.

O complexo de Araxá, localizado ao sul da cidade de mesmo nome, encontra-se encaixado em quartzitos e xistos do Grupo Araxá. Sua área aflorante possui forma circular com aproximadamente 17 km². Assim como nas outras intrusões, uma espessa cobertura laterítica recobre totalmente a parte aflorante do domo, porém, alguns furos de sonda na porção central do corpo têm revelado a presença de carbonatitos e glimeritos (Rodrigues & Lima, 1984). Silva *et al.* (1979) fizeram referências a diques de lamprófiro, ocorrendo radialmente e concêntricos ao complexo. Datações pelo método K /Ar, em biotitas do glimerito, indicam idades de 89 e 97 Ma.

Encaixados em rochas do Grupo Bambuí na porção centro-nordeste da província estão os complexos de Serra Negra, Salitre I e Salitre II e Salitre III (Figura 1.3) que afloram próximos a cidade de Salitre-MG. O maior deles, Salitre I, apresenta forma de um “seis” e é coalescido com a intrusão de Salitre II. Em Salitre I as sondagens mostraram diques de dunitos e lamprófiros e em Salitre II biotita e olivina piroxenito cortado por pequenos diques de lamprófiro carbonatado. Um terceiro corpo denominado de Salitre III está situado ao sul de Salitre I sem nenhuma estrutura de superfície, é constituído de carbonatitos foscoritos e piroxenitos. Cortando este corpo na forma diques observam-se rochas de filiação efusiva tanto na forma de brechas como com estruturas vesicular.

Sonoki & Garda (1988) realizaram datações de K /Ar em biotita de piroxenito e determinaram idades de 79 e 94 Ma. Mariano & Marchetto (1991) descreveram que os dois complexos são compostos por carbonatitos, flogopita piroxenito, olivina piroxenito e nefelina sienito.

O complexo de Serra Negra, a maior intrusão da Província Ígnea do Alto Paranaíba, localiza-se ao norte de Salitre, com o centro norte da intrusão formado por

calcita carbonatito (sovito), piroxenito e peridotito e o restante da intrusão (cerca de 80%) por dunito serpentizado cortado por finos diques de flogopita picrito. Segundo Amaral *et al.* (1967) idades K /Ar em biotitas variam de 83 a 84 Ma.

Outra grande intrusão com importantes jazidas de fosfato em exploração é o complexo de Tapira, localizado no sul da província (19°53'S, 46°50'W). É intrusivo nos quartzitos da Formação Canastra. A área aflorante da intrusão é de 35km² e é composta de piroxenitos (weherlito e bebedourito), sienito, carbonatito e melilitito (Guimarães *et al.*, 1980 e Brod 1993, 1999). Sua idade de 86 a 87 Ma pelo método K /Ar foi determinada por Sonoki & Garda (1988) em biotitas de piroxenitos.

1.3.2 Complexo Carbonatítico Catalão I

1.3.2.1 Aspectos Gerais

Segundo Carvalho (1974), a estrutura da intrusão é constituída por um núcleo de rochas ígneas onde o invólucro é constituído pelos metamorfitos do Grupo Araxá que se arqueia em forma dômica. A forma de um platô é resultado de uma superfície de aplainamento truncada por um anel resistente de quartzitos da encaixante ao redor do complexo. A drenagem externa ao platô, de forma radial, evidencia a forma dômica da estrutura. A área aflorante do domo é de 27 km². Entretanto, mapeamento radiométrico associado ao mapeamento das mineralizações realizado por Carvalho (1974b) na superfície do domo mostra que seus limites podem se estender além de sua área aflorante, algo próximo de 83 Km², marcado por leituras cintilométricas maiores do que 200 cps (já que o background regional situa-se numa faixa entre 150 e 200 cps). Neste mapeamento ficou evidenciado uma coincidência dos maiores teores de fósforo, nióbio e titânio com os maiores picos cintilométricos (Figura I.4). E entre os diversos depósitos, o nióbio com teores maiores do que 1% de Nb₂O₅ é o que apresentou as maiores anomalias (>1000cps), seguido de perto pelo depósito de titânio, onde áreas com teores acima de 20% de TiO₂ apresentam anomalias superiores à 800cps. Ainda assim, as anomalias de terras raras mostram uma tendência inversa, com uma depressão na curva de cps, em franco contraste com as mineralizações de nióbio e titânio.

Como não foi encontrada nenhuma mineralização associada de tório e urânio, Carvalho (1974b) sugere que estes elementos devem estar incorporados à

estrutura dos minerais de titânio (ilmenita, perovskita e a anatásio) e ao nióbio (pirocloro) e aos fosfatos (apatita, gorceicita, florencita, etc.).

D’Azevedo (1986) realizou um trabalho pela Universidade Federal do Rio de Janeiro e com apoio da Comissão Nacional de Energia Nuclear em amostras de minério de fosfato, rejeitos da usina de concentração e concentrados apatíticos da Fosfertil e Copebrás visando determinar seus conteúdos de urânio. Os resultados mostraram que para o minério da Fosfertil, as maiores concentrações situam-se nas lamias relativas ao processo de deslamagem e rejeitos, com valores da ordem de 100µg /ml e 90µg /ml respectivamente. Para o minério Copebrás estes valores são da ordem de 150µg /ml.

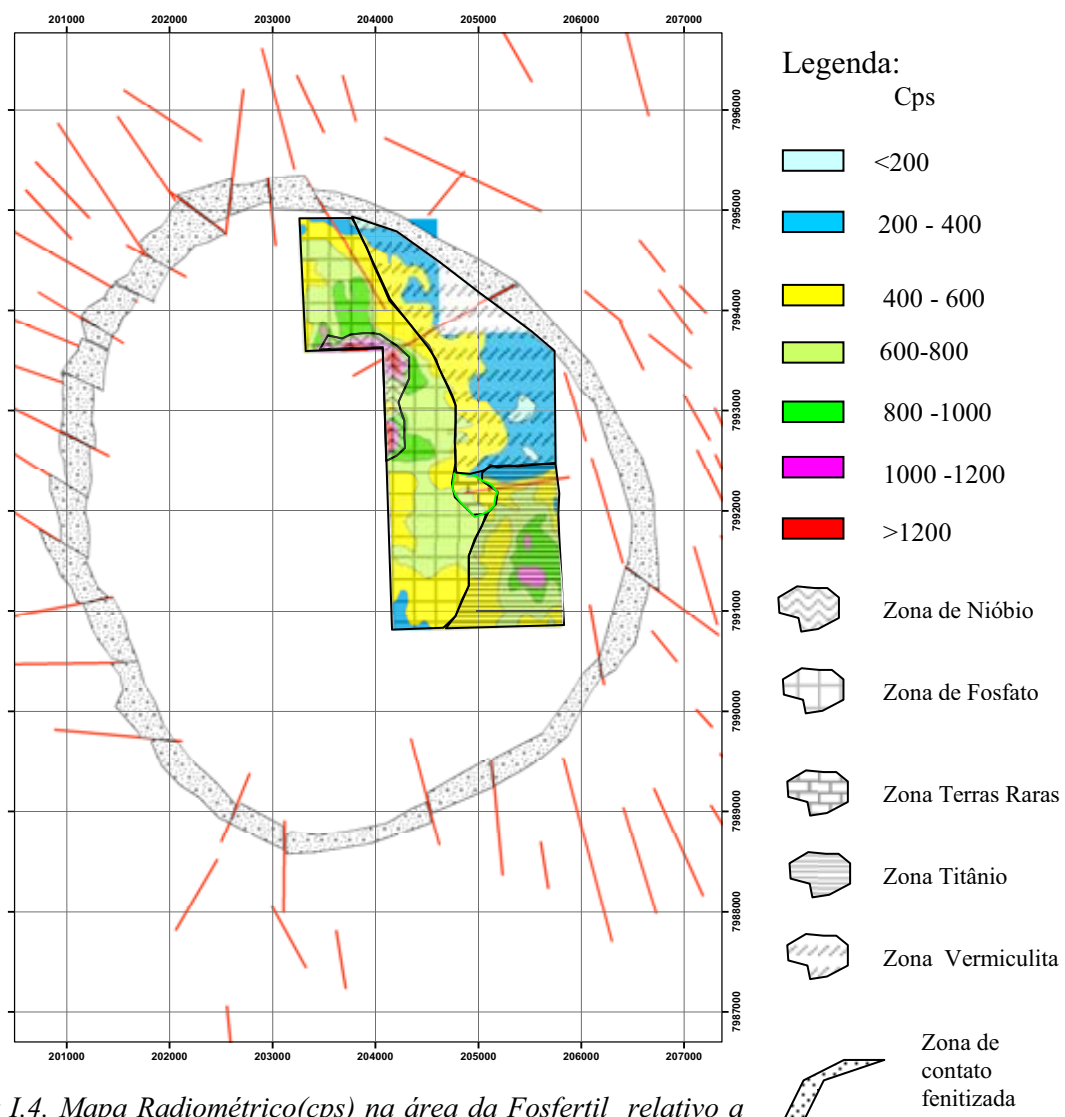


Figura I.4. Mapa Radiométrico(cps) na área da Fosfertil relativo a somatória dos canais de urânio + tório + potássio e a relação com zonas mineralizadas (Carvalho,1978).

Após as primeiras referências sobre as rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I por Hussak (1894) que sugeriu afinidades destas rochas aos jacupirangitos e ao complexo de Ipanema em SP, vários outros autores estudaram as rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I com ênfase na identificação dos tipos petrológicos e da gênese do complexo, (Hasui & Cordani, 1968; Dyer, 1969; Barbosa, 1970; Carvalho, 1974; Gaspar, 1975; Gaspar & Adsumilli, 1976; Gierth, 1981; Baecker, 1983; Gierth *et al.*, 1985; Danni *et al.*, 1991; Araújo & Gaspar, 1992; Araújo & Gaspar, 1992b; Araújo *et al.*, 1993; Araújo & Gaspar, 1994; Gaspar & Araújo, 1995; Imbernon, 1993; Pereira, 1995; Oliveira & Imbernon, 1998 e Toledo, 1999).

Carvalho (1974), descrevendo alguns aspectos sobre a geologia local do domo, apresentou informações sobre o processo de fenitização que atingiu quartzitos e xistos da encaixante, caracterizados pela introdução de potássio, sódio e alumínio, marcado por um enriquecimento em feldspatos e “piribólios” alcalinos, com conseqüente empobrecimento em quartzo. Estas rochas fenitizadas constituem a única unidade mapeável do complexo. O autor ainda menciona a presença de sienitos nefelínicos, de ocorrência restrita, cuja origem o autor supõe ser metassomática e relacionada ao processo de fenitização. A presença de brecha por toda auréola de fenitização é também citada por Carvalho (1974). Araújo (1996) caracterizou petrograficamente brechas encontradas durante as atividades de lavra, situadas mais na parte central do domo, mas não faz referências genéticas às brechas descritas por Carvalho (1974).

Carvalho (1974) chamou de rochas cretáceas o conjunto de rochas frescas encontradas em sondagens profundas realizadas nas áreas de pesquisa para fosfato, titânio e nióbio, onde as identificou como rochas ricas em flogopita, com restritos corpos de piroxenitos e peridotitos cortadas por inúmeros veios de carbonatitos. Determinou, também, quatro importantes processos de transformação: flogopitização, serpentinização, carbonatização e silicificação. Com relação aos carbonatitos, o autor sugere que além da intensa venulação, a presença de *plugs* carbonatíticos na parte central do domo, cujo teto encontra-se totalmente silicificado. Propõe ainda, o nome silicocarbonatitos para designar o conjunto de rochas compostas por flogopititos, piroxenitos, peridotitos, veios e *plugs* carbonatíticos, modificados ou não pelos processos metassomáticos ou de serpentinização posteriores. Estas rochas quando observadas em conjunto sob esta denominação silicocarbonatítica, podem se apresentar como maciças, às vezes brechóides, cortadas por veios de diversos calibres e de várias

gerações. O autor sugere o termo sovito para os veios carbonatíticos de composição modal com mais de 60% de calcita e rauhaugito para os de composição modal com mais de 60% de dolomita. Estes, segundo suas relações de campo e observações microscópicas, ocorrem em duas ou mais gerações. Outro tipo petrológico proposto pelo autor são os glimeritos de ocorrência mais subordinada às bordas do domo, constituídos essencialmente por flogopita, e cortados por finíssimas vênulas preenchidas por carbonatos. Finalmente um terceiro tipo, os silexitos, ocorrem de maneira irregular em várias partes da intrusão, cujas espessuras se apresentam as mais variadas, sendo que em alguns locais podem atingir até cem metros. Uma das interpretações proposta para a origem destes silexitos é a silicificação dos carbonatitos.

Carvalho (1974) descreveu as rochas produzidas pelo intenso processo intempérico que atingiu este complexo e as denominou de Rochas Terciárias e Recentes. Os tipos definidos pelo autor foram os lateritos nodulares, cangas ricas em magnetitas, conglomerado limonítico, solo laterítico rico em vermiculita, solo laterítico rico em magnetita e sedimentos argilosos que em conjunto possibilitaram o primeiro mapa geológico do complexo. Na região da Lagoa Seca, situada na parte central do domo, Carvalho (1974) descreve sedimentos argilosos relacionados a uma profunda depressão, cujas sondagens registraram espessuras de até 150 metros de sedimentos. O autor interpreta esta estrutura como uma dolina de dissolução formada sobre um *stock* carbonatítico.

Baecker (1983) estudou petrograficamente o complexo carbonatítico Catalão I e sugeriu um modelo de evolução magmática visando caracterizar o depósito de nióbio dentro do contexto geológico do complexo. O modelo proposto por Baecker (1983) consiste de um conjunto de rochas silicáticas de filiação ultramáfica alcalina e um conjunto de rochas carbonatíticas que se relacionam espacial e temporalmente. Basicamente, o autor trata da evolução em três grandes estágios:

- 1) o estágio primordial da intrusão ultramáfica;
- 2) o estágio intermediário de auto metassomatismo, que de um lado promove a fenitização das encaixantes e de outro causa uma alteração dos ultramafitos recém instalados;

3) e por ultimo, o estágio da carbonatização que pode ser subdividido em 5 novos eventos: a) foscoritos magmáticos; b)sovitos; c)silicosovitos; d)beforsitos; e)veios tardios. Entretanto, antes desta última fase de carbonatização, o autor coloca uma fase intermediária de caráter hidrotermal pneumatolítica cuja maior importância se deve à implantação das mineralizações econômicas de nióbio. A Figura I.5 é um resumo dos eventos e rochas resultantes da evolução do complexo de Catalão I conforme idealizado por Baecker (1983):

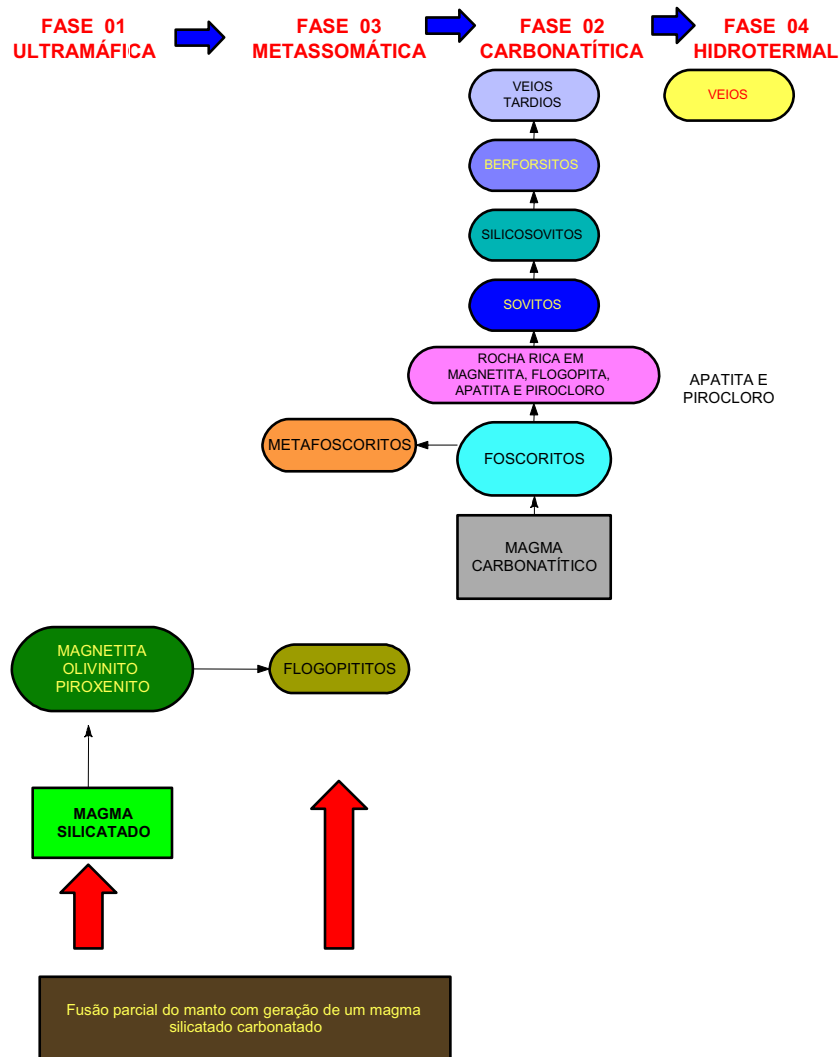


Figura I.5 Modelo de evolução proposto por Baecker (1983)

Para Gierth *et al.* (1985) a evolução do complexo se deu em quatro estágios:

- um estágio ultramáfico;
- um estágio carbonatítico;

c) um estágio hidrotermal;

d) um estágio de decomposição intempérica.

O primeiro estágio é caracterizado pela associação de olivina e titanomagnetita. O segundo estágio, carbonatítico, é caracterizado por minerais como a flogopita, apatita, óxidos e carbonatos e flogopitização da serpentina. O terceiro estágio, hidrotermal, se caracteriza pelas mineralizações de sulfetos, clorita, barita, quartzo e remobilizações do carbonato. O último estágio é o intenso processo intempérico que se abateu sobre estas rochas, remobilizando, lixiviando e concentrando elementos e minerais em diversas posições do perfil.

Hirano *et al.* (1987) e Lapin (1982), propõem um esquema evolutivo para o magmatismo de Catalão I que inclui a imiscibilidade de líquidos. A Figura I.6 representa de forma esquemática o modelo proposto por estes autores.

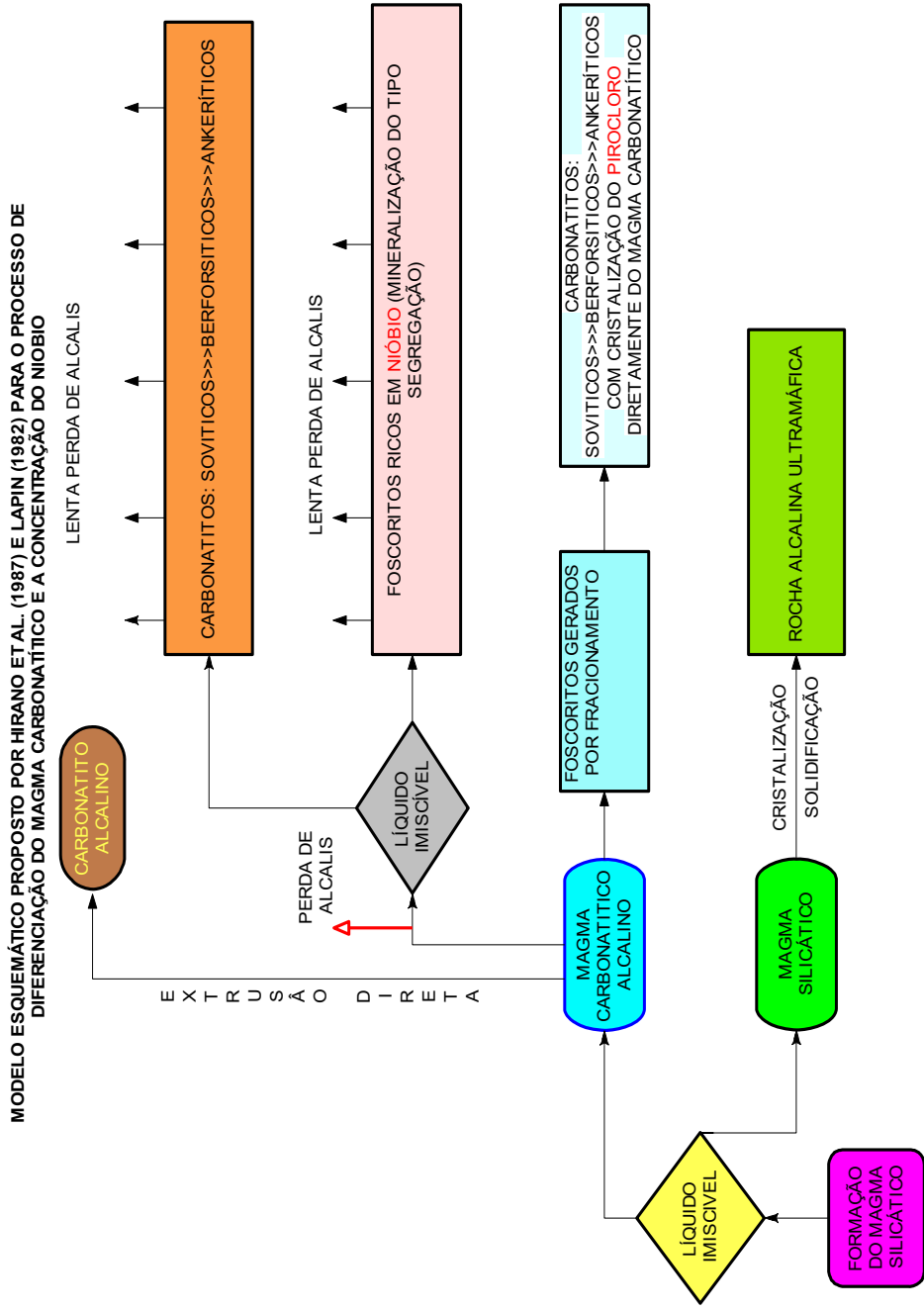


Figura I.6. Modelo de evolução do Complexo Carbonatítico Catalão I proposto por Hirano (1987) e Lapin (1982)

Danni *et al.* (1991) sugerem que a partir de um líquido de composição olivina nefelínica, os magnetita-dunitos e clinopiroxenitos de Catalão I representam acumulados formados pelo fracionamento da olivina, titano-magnetita e egerina augita. Segundo Baecker (1983) e Danni *et al.* (1991) transformações por processos metassomáticos enriqueceram os magnetitas olivinitos e clinopiroxenitos em magnetita, flogopita, calcita e apatita pela adição de CO₂, Ca, P, K Al e Na e remoção de Si, Mg, Fe e Ti. Para Baecker (1983) as rochas resultantes foram os metafoscoritos e os flogopititos e um segundo evento importante foram os carbonatitos magmáticos e hidrotermais tardios que se formaram em vários pulsos na forma de veios, *plugs* e diques cortando as unidades anteriores. Pereira (1995), apresentou um modelo de evolução do ponto de vista petrológico e genético e ofereceu a seguinte seqüência de eventos e rochas resultantes: o primeiro de natureza magmática foi o responsável pela gênese dos foscoritos e piroxenitos ao qual se sucedeu uma fase metassomática responsável tanto pela transformação da olivina em flogopita como pela mineralização da rocha em nióbio. Os eventos seguintes, quase que exclusivamente hidrotermais, foram os responsáveis pelos carbonatitos, pela mineralização de apatita e pela transformação da olivina em serpentina e da perovskita em anatásio. Na Figura I.7 é apresentado um esquema dos principais pontos abordados por Pereira (1995) para explicar a gênese e evolução do Complexo Carbonatítico de Catalão I.

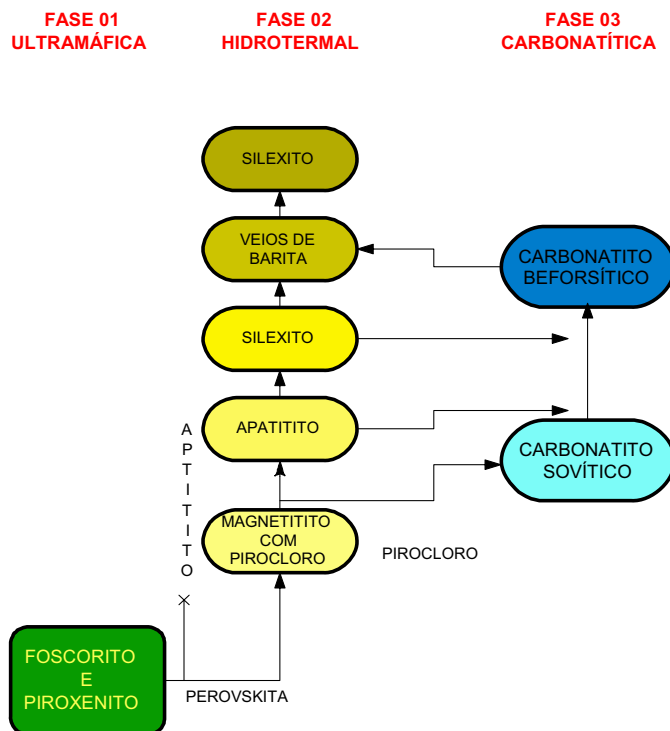


Figura I.7. Modelo de evolução magmática proposto por Pereira (1995).

Araújo (1996) estudou as rochas do Complexo Catalão I do ponto de vista petrográfico e química mineral e apresentou uma seqüência de rochas compostas por dunitos, piroxenitos, foscoritos, flogopititos, carbonatitos e brecha carbonatítica. Segundo a autora, os flogopititos podem ter sido originados pela transformação de dunitos, foscoritos e clinopiroxenitos. Duas fases evolutivas principais foram reconhecidas no complexo: a) uma magmática ultramáfica; b) uma carbonatítica. A primeira, magmática ultramáfica está representada pelos dunitos e clinopiroxenitos diopsídicos. O magnetita dunito e clinopiroxenito sugerido por Danni *et al.* (1991), como representante do fracionamento de um líquido olivina nefelinítico, é contestado por Araújo (1996) que mostrou a não evidência de campo ou química favorecendo a cristalização de dunitos e clinopiroxenitos a partir do fracionamento de um mesmo líquido. A segunda fase magmática foi carbonatítica e caracterizada por múltiplos estágios. Um dos estágios importantes desta fase são os foscoritos que são bem caracterizados pela composição química das olivinas ricas em Mn e pobres em Ni, enquanto nos dunitos elas são magnesianas e cromíferas, indicando processos de fracionamento magmático. Os trabalhos de química mineral forneceram evidências quanto aos processos magmáticos e metassomáticos que ocorreram no complexo. A formação de rochas flogopitíticas, por exemplo, que segundo Carvalho (1974), Baecker (1983) e Danni *et al.* (1991) são produtos resultantes da adição de K, Na, Ca, P e CO₂ por processos auto metassomáticos, precedendo a fase carbonatítica, é visto por Araújo (1996), com base em observações texturais e químicas, de que um líquido carbonatítico teria sido o responsável pela formação destas rochas. A autora sugere então que o processo auto-metassomático, outrora atribuído como responsável para explicar as alterações destas rochas, seja atribuído às intrusões carbonatíticas. Os flogopititos também mostram que podem ser formados a partir de dunitos e foscoritos e clinopiroxenitos sódicos. Araújo (1996) apresentou técnicas para diferenciar os flogopititos mostrando que quando as razões $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ situam-se entre 0,001 e 0,15 a flogopita é formada a partir de dunitos e foscoritos e quando as razões se situarem entre 0,15 e 0,48 ela é derivada de clinopiroxenitos primários e secundários. Para a autora é evidente que a evolução do complexo carbonatítico Catalão I é caracterizada por processos magmáticos e metassomáticos carbonatíticos. Com relação à brecha carbonatítica, que contém fragmentos de todas as unidades do complexo, Araújo (1996) diz representar um dos últimos eventos magmáticos deste complexo. Veios carbonatíticos cortando tanto a matriz como os fragmentos apontam para uma

reocorrência do magmatismo carbonatítico que finalizou a evolução magmática e metassomática em Catalão I. A Figura I.8 é um esquema do modelo proposto por Araújo (1995).

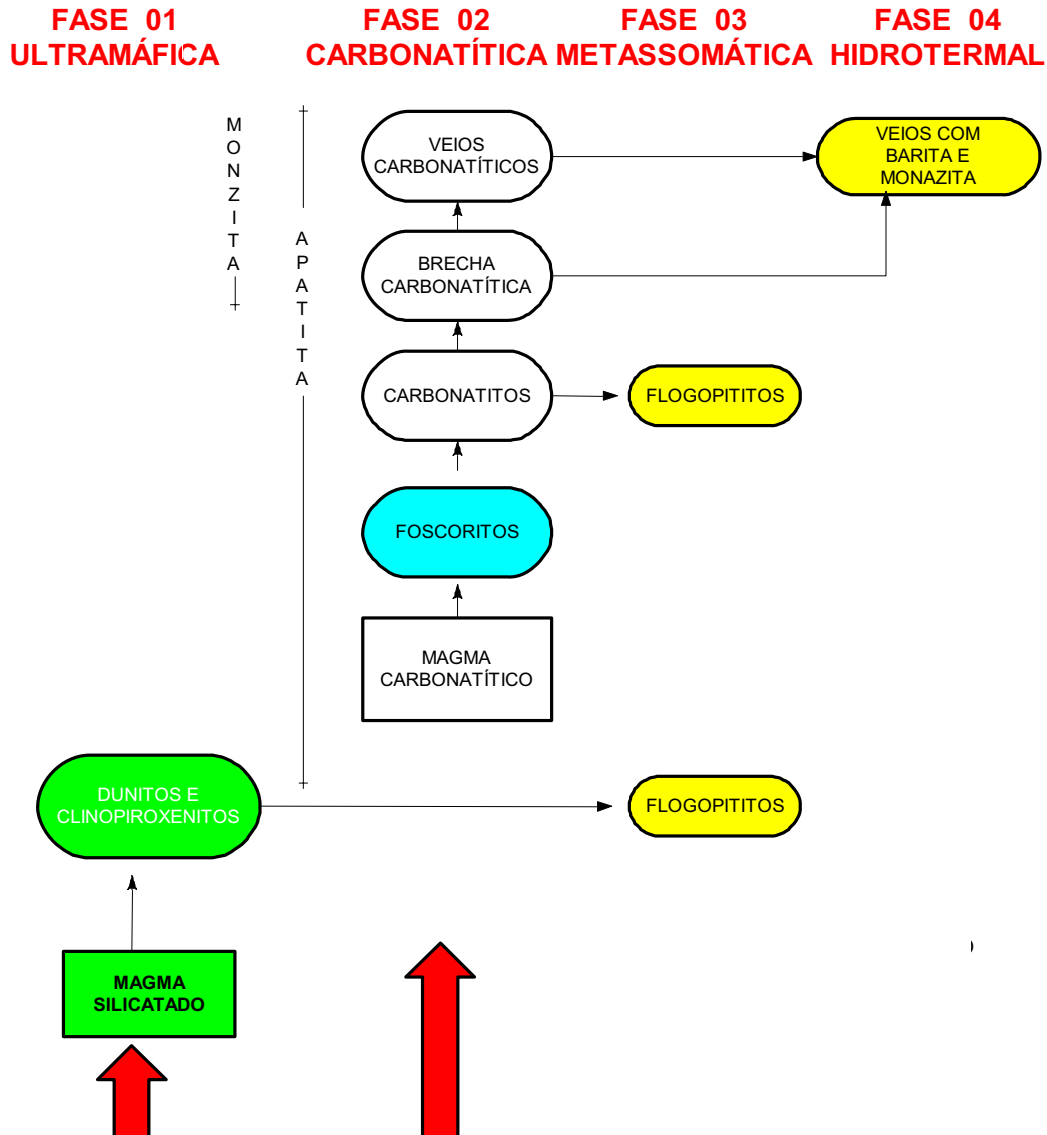


Figura I.8. Modelo de evolução magmática proposto por Araújo (1996.)

Gaspar *et al.* (1994) apresentam um modelo de evolução mineralógica e magmática para explicar a formação do mineral priderita em lamelas de exsolução de ilmenitas em magnetitas, comumente associadas aos flogopititos no complexo carbonatítico Catalão I. Os flogopititos são transformações de dunitos, foscoritos e clinopiroxenitos por processos metassomáticos, e a formação da priderita parece estar

relacionada aos últimos estágios desta transformação quando as lamelas de ilmenitas da magnetita original são substituídas por pirita ou carbonato. Para os autores, a cristalização da priderita resultou da reação de magmas ricos em carbonatos relacionados aos últimos estágios da evolução magmática, com os já formados minerais titaníferos. Seus estudos se estenderam também para química das flogopitas, mostrando a existência de uma grande variabilidade no conteúdo de Al. Ainda com relação as flogopitas, os autores investigaram a série flogopita tetraferroflogopita e apresentaram estudos sobre a ocupação do Fe^{3+} no sítio tetraédrico e concluíram que uma completa solução sólida da flogopita a tetraferroflogopita estão presentes em Catalão I. Gaspar & Araújo (1995) pesquisaram e descreveram aspectos texturais e químicos relacionados ao metassomatismo de rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I e obtiveram resultados que comprovam suas implicações com o metassomatismo carbonatítico mantélico. Os autores apresentaram duas grandes feições que marcam o complexo de Catalão I: a) a característica marcante de uma intrusão em multiestágios, onde a fase carbonatítica é caracterizada por diferentes eventos que produziram clinopiroxenitos e flogopititos. b) as grandes quantidades K_2O e H_2O trazidos pela intrusão carbonatítica.

Santos & Clayton (1995) apresentam evidências isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ que conduzem para alteração hidrotermal sobre os carbonatitos magmáticos no Complexo Carbonatítico Catalão I. Razões do $\delta^{13}\text{C} = -7.1$ a -5.3% e $\delta^{18}\text{O} = 7.3$ a 19.3% encontradas pelos autores podem ser explicadas por trocas isotópicas entre os carbonatitos e fluidos ricos em $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ a diferentes temperaturas e com diferentes razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. No caso de Catalão I, as trocas isotópicas conduzem a condições de temperatura abaixo de 300°C e o envolvimento de fluidos com alta razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. Morikiyo et al. (1987) realizaram trabalhos de isotopia do oxigênio e carbono em vários carbonatitos brasileiros. Em Catalão I os resultados dos estudos desenvolvidos por Morikiyo *et al.* (1987) são mostrados na Tabela (I.1).

Tabela I.1 Resumo da isotopia $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ de rochas carbonatadas de Catalão I Morikiyo et al. (1987).

Amostras	Tipo de rocha	Grupo	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	Modo de ocorrência
Ct-38	Carbonatito dolomítico (115m)	A Inferior	8.4 a 10.7‰	-6.8 a -5.2‰	Carbonatitos dolomíticos maciços
Ct-39 ^A	Carbonatito dolomítico (402m)				
Ct-352	Foscorito (292m)				
Ct-36	Foscorito contendo nióbio (277m)	B	10.7 a 13‰	-6.8 a -5.2‰	Os carbonatos ocorrem intersticialmente nos foscoritos
Ct-351	Metafoscorito (292m)	Intermediário			
Ct-40	Carb. Dolom. Com magnetita (415m)	C Superior	13 a 22.3‰	-6.8 a -5.2‰	Ocorrem em veios preenchendo físsuras das ultramáficas
Ct41	Cocard (246m)				

Para os autores, a interpretação dos grupos apresentados na Tabela 01 mostra que o grupo A representa uma assinatura isotópica primária, o grupo B, intermediário, representando foscoritos mineralizados com nióbio, os autores não chegaram a uma conclusão definitiva que explicasse satisfatoriamente o intervalo isotópico. Para o grupo C superior, segundo Hirano et al. (1987), o modo de ocorrência e as características texturais destas amostras sugerem que elas foram precipitadas de fluidos hidrotermais de baixa temperatura ou de águas meteóricas, presumivelmente ricos em $\delta^{18}O$ que permearam os corpos carbonatíticos dolomíticos. Como consequência, fluidos contendo carbono re-precipitaram dolomitos ao longo dos condutos.

Brod et al. (2001) fizeram uma síntese e introduziram novas informações sobre o metassomatismo e suas relações com as flogopitas em vários carbonatitos brasileiros. Em Catalão I concluíram através estudos de química mineral e petrografia em rochas clinopiroxeníticas e flogopitíticas, que a flogopita encontrada em forma de relíquia nas

partes centrais de tetraferroflogopitas, de origem comprovadamente metassomáticas (Araújo, 1996), devem ser de origem magmática primária. Enquanto as flogopitas destes núcleos apresentavam um pleocroísmo normal (α - β = γ), as das bordas, metassomáticas, mostram pleocroísmo reverso. Além disto, a composição química das duas mostram características ímpares, aquelas do núcleo apresentando teores altos de Al, Ti e Ba e as da borda, além de pobres em Al e Ti, são enriquecidas em Mg, Fe³⁺ e Si. A passagem de uma para outra acontece de forma brusca, e segundo os autores, um processo normal de diferenciação magmática não mostraria tais feições texturais e composicionais. Outro aspecto importante mostrado foi o estudo realizado sobre a flogopita dos carbonatitos que parece ter seguido uma rota diferente de evolução daquela das rochas silicáticas. Ali, a flogopita apresenta baixos teores de Ti e Al, é euédrica e parece estar em equilíbrio com o carbonatito. Araújo (1996) interpretou tal flogopita como tipicamente magmática.

Uma revisão da geologia do perfil de intemperismo indica que o trabalho de Imbernon (1993), Oliveira & Imbernon (1998) e Toledo (1999) foram os que mais se destacaram. Imbernon (1993) estudou e caracterizou quatro furos de sonda completos cortando todo perfil de intemperismo situados na área de estudo desta tese. Este trabalho foi a base para definição dos limites nos quatro intervalos distintos que compõem o perfil de intemperismo denominados de Cobertura Laterítica, Saprolito, Rocha Alterada e Rocha Fresca. Posteriormente Oliveira & Imbernon (1998) revisaram o perfil de intemperismo de Catalão I e redefiniram os níveis em cinco partes (Figura I.9) assim representados da base para o topo:

- Rochas frescas: compostas de foscritos e flogopititos, cortados por inúmeros veios de carbonatitos;
- Rocha alterada: onde todas as estruturas da rocha fresca são preservados;
- Saprolito Isalterítico, horizonte com cerca de 25m de espessura onde a textura e estrutura da rocha pré-existente são preservadas;
- Saprolito aloterítico: decorrente da evolução do saprolito isalterítico, sua espessura atinge os 25m. É um nível mais homogêneo composto de material argilo-arenoso solto, amarelo avermelhado, onde as estruturas originais não podem mais ser identificadas;
- Capeando o depósito, uma cobertura alóctone, ou cobertura superficial de cores vermelho a rosada é o que se impõe.

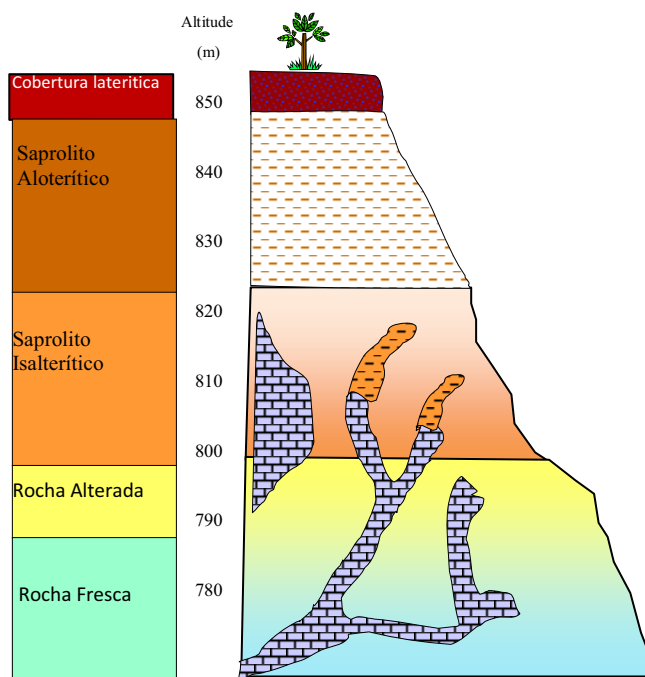


Figura 1.9 Modelo do perfil de intemperismo de Catalão I proposto por Oliveira & Imbernon (1998.)

Como estas transformações são progressivas, existe uma gradação de cor do cinza esverdeado na base do perfil, para amarelo ocre e amarelo avermelhado no topo.

Segundo Oliveira & Imbernon (1998), no horizonte isalterítico é onde os depósitos econômicos de apatita se encontram: ele mostra um baixo conteúdo de MgO e SiO₂ e alto conteúdo de P₂O₅ e CaO. Neste horizonte o mineral predominante é a apatita, junto com goetita, quartzo e pequenas quantidades de fosfatos aluminosos hidratados. A apatita encontra-se quase sem indícios de alteração mostrando as mesmas formas encontradas na rocha fresca. Nos níveis superiores das isalteritas, as superfícies dos cristais podem apresentar típicas feições de corrosão indicando incipiente dissolução. Apatitas secundárias são raramente identificadas. No horizonte saprolítico aloterítico, a composição mineralógica consiste de goethita, fosfatos aluminosos e quartzo. Os menores constituintes são o anatásio, magnetita, barita, hematita e óxidos de Mn. Quimicamente, os horizontes aloteríticos são caracterizados por teores altos de Fe₂O₃ e TiO₂. Na ausência de apatita, todo P₂O₅ pode ter sido assimilado pelos fosfatos aluminosos. Minerais do grupo plumbogumita formando séries isomorfas cujos membros terminais podem ser classificados de acordo com os cátions dominantes do sítio A na crandalita, goiazita, gorceicita e florencita. No caso de Catalão I o membro dominante é a gorceicita. Segundo Oliveira & Imbernon (1998) a cobertura superior é rica em caolinita, quartzo, fosfatos aluminosos hidratados e anatásio. O conteúdo de

sílica e alumínio é mais alto e o ferro é mais baixo do que os horizontes subjacentes. Com relação à complexidade do processo de laterização ocorrido sobre o complexo de Catalão I as autoras mostraram que apesar do processo de laterização ter desenvolvido um perfil intempérico com vários horizontes bem definidos, as comparações diretas entre rochas parentais e seus produtos intemperizados são questionáveis. O motivo provável seria principalmente a extrema heterogeneidade da rocha parental. As comparações diretas de suas composições com aquelas dos produtos intemperizados são duvidosas com base em observações de campo onde a rocha original, do qual os materiais intemperizados são derivados, é muito diferente da rocha fresca dos afloramentos na base do perfil. Do ponto de vista geoquímico, o processo de intemperismo é tipicamente laterítico e é caracterizado pela remobilização do Ca, Mg, K e Si e por acumulação de Fe e Ti. O fósforo, que possui um comportamento particular, é concentrado no horizonte intermediário (saprolito isalterítico) onde a apatita é o principal mineral. Como resultado da desestabilização da apatita, no horizonte saprolito aloterítico, o P é parcialmente lixiviado para fora do perfil e parcialmente incorporado nos neoformados fosfatos aluminosos hidratados. A fonte do alumínio é provavelmente a vermiculita e outros minerais aluminosos que são também alterados nestes intervalos. Com relação à fonte do alumínio, Ferrari (2000) demonstrou em estudos realizados em vários complexos carbonatíticos que a formação de fosfatos aluminosos depende muito da rocha hospedeira onde se encontra o mineral apatita, como fornecedora do alumínio necessário para complexar com o fósforo liberado da apatita.

Segundo Toledo (1999) a monazita de Catalão ocorre associada a três ambientes distintos: aos carbonatitos, aos silexitos e aos materiais lateríticos deles provenientes. Esta tipologia de minérios tendo sido adotada em função de dados fornecidos pela Fosfertil após sondagens efetuada na área por Ribeiro (1998). Três grandes grupos foram assim definidos:

1. Carbonatitos: Monazita dos carbonatitos foi observada por Ribeiro (1998) e Toledo (1999) em testemunhos de furos de sonda profundos que atingiram carbonatitos em profundidade superior aos 100 metros. Segundo Toledo (1999) esta monazita ocorrem em fase nitidamente posterior à etapa magmática primária, possuindo características texturais de material invasivo, impregnando e substituindo os materiais pré-existentes, possivelmente em varias gerações, sendo difícil estabelecer uma cronologia relativa entre elas. Observações macroscópicas mostram a ocorrência de monazita em volumes milimétricos,

friáveis ou não, esverdeados, claros, finamente granulados, descontínuos, impregnando irregularmente a rocha. Os carbonatos deste carbonatitos são dolomita e magnesita. Segundo Toledo (1999) as monazitas dos carbonatitos do Córrego do Garimpo em Catalão I apresentam várias morfologias que podem ser classificadas em cinco categorias: 1a – monazita bem cristalizada; 1b- monazita mal cristalizada; 1a /1b – monazita intermediaria entre 1a e 1b; 2a- monazita em glóbulos concêntricos ou não e 2b- monazita fibrosa. Para a autora, todos tipos são porosos e comumente são pseudomorfos de apatitas. Para Toledo (1999) não existe uma relação entre tipo morfológico das monazitas e a profundidade.

2. Silexitos: A monazita dos silexitos, conforme estudado por Toledo (1999), na região do Córrego do Garimpo é constituída de massa granulométrica muito fina, porosa, individualizada e misturada com quartzo, muitas vezes de aspecto fibroso. De acordo com as observações da autora, nas imagens obtidas no MEV as monazitas também sugerem substituições da apatita.
3. Laterita: As monazitas associadas ao manto laterítico ocorrem, segundo Toledo (1999), associadas ao material laterítico rico em apatita, aparentemente residual e em quantidades reduzidas. Toledo (1999) argumenta que não foram detectadas diferenças entre as monazitas estudadas que pudessem ser correlacionadas à sua posição e ao grau de alteração do material.

Enquanto Lapido-Loureiro (1994) destaca a importância das monazitas para fins de mineração, Toledo (1999) mostra a importância destas monazitas sob o ponto de vista mineralógico, geoquímico e cristalquímico. A classificação dos tipos morfológicos de monazita associados aos carbonatitos não correspondeu a uma clara diferenciação química. Para Toledo (1999) a coexistência no perfil intempérico de fosfato de ETR (monazita) e fosfato aluminoso rico em Ba (gorceixita), sem a presença de um fosfato aluminoso rico em ETR (florencita), representa uma questão interessante na interpretação da mobilidade dos elementos envolvidos nestes minerais. Lapido-Loureiro & Figueiredo (1985) apresentaram resultados de uma pesquisa mineralógica realizada sobre minérios de apatita no circuito da usina da Fosfertil que lhes permitiu avaliar a distribuição dos ETR nas diversas etapas do processo de concentração de apatita, os resultados mostraram que os ETR estão principalmente nas apatitas. Enquanto nas gorceixitas o teor de ETR situa-se por volta de 0,59%, nas apatitas o teor situa-se em torno de 1,3%. Entretanto, os autores não especificam se são apatitas primárias ou secundárias. Lapido-Loureiro (1994) mostra um resultado da área de

nióbio da Mineração Catalão, citando Baecker (comunicação oral) de que o minério de nióbio possui um teor médio de 1,74% Tr_2O_3 . Lapido-Loureiro (1991) caracterizou os silexitos mineralizados do Córrego do Garimpo e apresentou informações de natureza química por via úmida, espectrografia de emissão ótica, difração de raios X e de petrografia ótica. Os resultados da difração confirmaram a monazita como o principal mineral de ETR. O resultado analítico da monazita por metodologia não revelada pelo autor, apresentou a composição mostrada na Tabela I.2:

Tabela I.2- Composição química dos silexitos com monazitas do córrego do Garimpo segundo Lapido(1991).

$\text{R}_2\text{O}_5(=\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{ThO}_2)$		11,7%	
P_2O_5		5,5 %	
Composição do R_2O_3			
La_2O_3	26,7	Gd_2O_3	1,1
CeO_2	49,6	Tb_4O_7	0,05
Pr_6O_{11}	4,4	DiO_3	0,1
Nd_2O_3	15,9	HO_2O_3	<0,5
Sm_2O_3	1,3	Er_2O_3	<0,05
Eu_2O_3	1,12	Y_2O_3	<0,05
Total	98,2	Yb_2O_3	0,30
		Total	1,7

Neumann & Lapido-Loureiro (1993) confirmaram o mineral monazita nos silexitos de forma microcristalina e envolvida por sílica. Toledo (1999) descreve o material monazítico de Catalão I como predominantemente criptocristalino, ocorrendo em aglomerados de formas externas variadas, altamente poroso e distribuídos irregularmente nas rochas hospedeiras. As monazitas do Córrego do Garimpo têm também sido estudadas exaustivamente para fins de valorização mineral por Tassinari *et al.*(1998) e Neumann (1999), estes autores buscam a resolução de problemas ligados ao processo de concentração deste mineral em função de suas características, formado por massas descontínuas de monazitas de alta porosidade e criptocristalina que não respondem aos tradicionais processos de concentração por densidade. Toledo (1999) chama atenção também para o fato das associações da monazita com rochas carbonatíticas, silexítica e laterítica constitui mais um problema para o beneficiamento,

pois esta situação exige certamente processos diferenciados para materiais com comportamentos diferentes.

Lenharo (1994) apresentou estudos sobre o comportamento de apatita de vários carbonatitos brasileiros, dentre eles, o de Catalão I, onde mostra que os teores de ETR em concentrados apatíticos variam de 2932 a 9920 ppm. Um minério com 6.8% de ETR do Córrego do Garimpo foi caracterizado por Vieira et al.,(1968) e apresentou a seguinte mineralogia: quartzo, magnetita, ilmenita, goethita, monazita, apatita e gorceixita, tendo sido também detectados outros minerais subordinados, como hematita, flogopita, fluorapatita, vermiculita, bário pirocloro, anatásio, titanita, zircão e barita. Neumann (1999) realizou estudos de caracterização mineralógica e tecnológica do minério de ETR do Córrego do Garimpo classificando-os como silexítico, laterítico e carbonatítico, conforme terminologia utilizada pela empresa Fosfertil detentoras dos direitos minerários deste depósito e semelhante à terminologia utilizada também por Toledo (1999). Entretanto, os estudos de Neumann (1999) ficaram mais restritos aos minérios silexítico e laterítico por uma questão de maior potencial para viabilização econômica de curto prazo. As principais características destes tipos de minérios, segundo Neumann (1999), foram as seguintes:

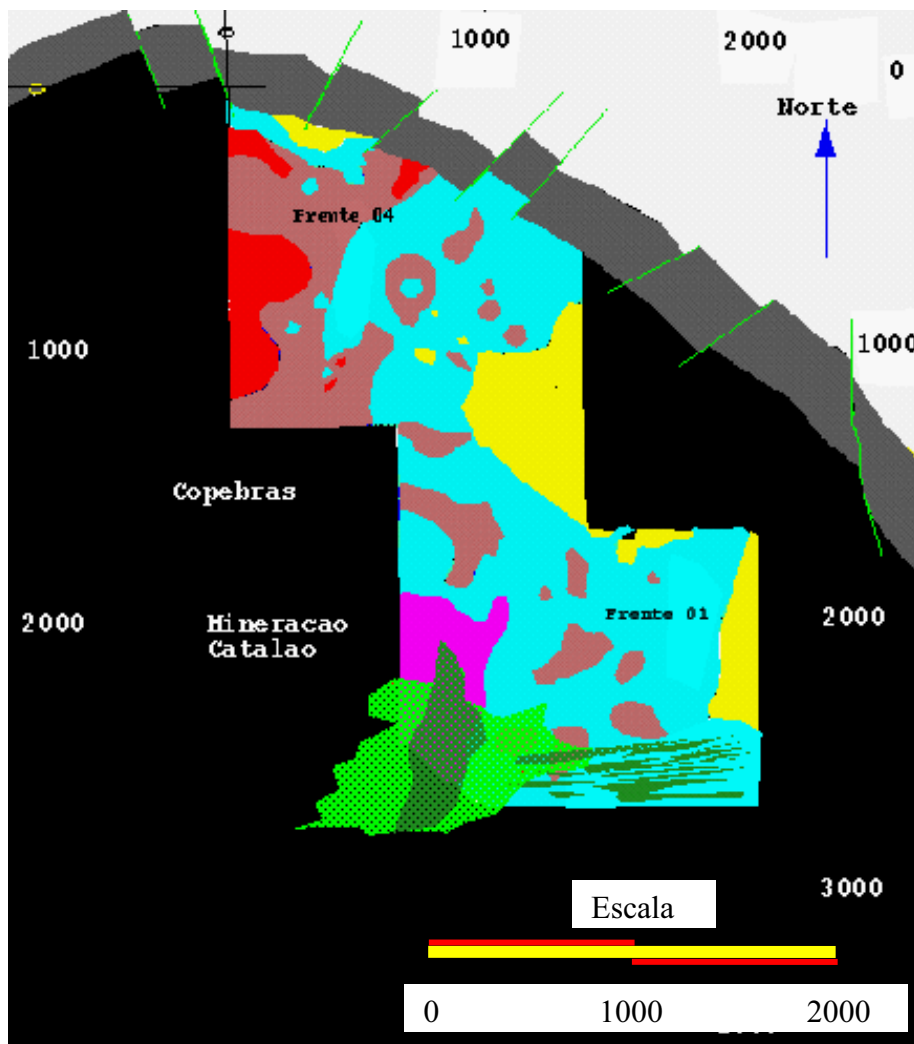
1. minério silexítico que possui um teor médio de Tr_2O_3 de 10,5%, apresenta uma mineralogia composta por quartzo, monazita, hematita e goethita, além de barita, cerianita, fluorapatita e hollandita subordinadas. A monazita é o único mineral carreador importante de terras raras. A forma mais comum apresentada por este mineral é a esferoidal com camadas concêntricas de monazita, mas pode se apresentar também sob forma de agulhas, vermiforme ou ainda como pseudomorfa sobre outros minerais. Quimicamente, Neumann (1999) determinou as concentrações de Tr_2O_3 em cerca de 48% ou 51,1% de OTR (óxidos de elementos de terras raras) mostrando ser similares a outros depósitos. Entretanto, estas monazitas diferem dos outros depósitos pelo seu conteúdo elevado de Sr e a ausência de Tório. Tecnicamente, a característica mais marcante deste mineral está relacionada à sua granulometria criptocristalina com cristais da ordem de uns poucos micrômetros dispersos e/ou em aglomerados na matriz quartzosa, juntamente com minerais ferruginosos e raras apatitas, que se traduz numa péssima liberação ante ao processo de moagem e concentração, refletido em baixos índices de recuperação do produto.

2. O minério laterítico se apresenta com um teor médio de 8,39% de Tr_2O_3 que é mais baixo do que o silexito, porém com mais alto teor de Fe_2O_3 , da ordem de 23,73%. Sua assembléia mineralógica é mais complexa, consistindo de; quartzo, fluorapatita, magnetita, ilmenita, hematita, goethita, monazita, gorceicita, priderita, anatásio e diversas variedades de pirocloro, vermiculita, argilas interestratificadas denominadas de hidrobiotita, e ainda zirconolita, calzirtita, badeleíta e zircão. Aqui também a monazita é o principal mineral carreador de ETR, porém é mais porosa e maciça e a composição química é similar às do silexito.
3. O terceiro tipo, o minério carbonatítico, teve um enfoque mais mineralógico do que tecnológico neste estudo. Este minério apresenta um teor médio de 6,64% de Tr_2O_3 e um baixo teor de Fe_2O_3 da ordem de 3,56%. Sua mineralogia consiste de; magnesita, dolomita, monazita, estroncianita, clinoenstatita, pirita, isokita, galena, esfarelita, pirocloro, barita e ilmenita como fases subordinadas. Aqui também a monazita é a principal fase transportadora ETR. O autor apresenta a monazita com hábito hexagonal oco na extensão do eixo c, mas apresenta também as formas vermiforme e esferoidal, com camadas concêntricas. Sua composição é similar aos outros tipos de minério com um teor médio de ETR em 59,7%, com o teor de Sr também elevado, da ordem de 4,5%. A granulação é similar às monazitas do minério silexítico e laterítico.

Ribeiro *et al.*(2000) mapeou o complexo na sua região nordeste na área da Fosfertil (Figura I.10). O autor observou que devido a complexidade das relações entre intrusões o mapeamento só seria possível se realizado a partir de zonas de predominância ou grupos de litologias. Com base nestes conceitos foram determinadas as seguintes zonas:

- Zona de predominância de foscorito/carbonatito com flogopitito subordinados;
- Zona de predominância de foscorito/carbonatito e flogopitito;
- Zona de predominância de flogopitito/carbonatito com foscorito subordinados;
- Zona de predominância de flogopitito com carbonatito e foscorito subordinado;
- Zona de foscorito/nelsonito e carbonatito subordinado ricos em nióbio e barita;
- Carbonatito magnésítico de origem carbo-hidrotermal mineralizados em monazita;
- Nelsonito e foscorito resultantes da atividade carbo-hidrotermal mineralizados em monazita;
- Quartzitos fenitizados.

ESBÔÇO GEOLÓGICO DA PARTE NORTE NORDESTE DO DOMO ALCALINO CARBONATÍTICO DE CATALÃO I



Legenda

- | | |
|---|---|
| ■ Zona de predominância de foscrito/carbonatito e flogopitito subordinados | ■ Carbonatito magnésítico de origem carbo-hidrotermal mineralizados em monazita |
| ■ Zona de foscrito/carbonatito e flogopitito | ■ Nelsonito e foscrito transformado por atividade carbo-hidrotermal mineralizados em monazita |
| ■ Zona de predominância de flogopitito/carbonatito e foscrito subordinados | ■ Quartzitos fenitizados |
| ■ Zona de predominância de flogopititos com carbonatito subordinado | ■ Encaixante: micaxistos do grupo Araxá |
| ■ Zona de foscrito/ nelsonito e carbonatito subordinado ricos em nióbio e barita | ■ Região do domo não mapeada |

Figura I.10. Mapa geológico da porção centro-nordeste do Complexo Catalão I na área de concessão de lavra da Fosfertil.

1.4 Materiais e Métodos

1.4.1 Introdução

Para atingir o objetivo de definir os controles das diversas mineralizações existentes no Complexo Carbonatítico Catalão I este trabalho teve em sua concepção a preocupação de conhecer e mapear os diversos tipos litológicos que fazem parte desse complexo. Para isso, o mapeamento geológico do substrato rochoso da área de estudo é decisivo para os trabalhos de modelamento das jazidas. Entretanto, as dificuldades de mapeamento com métodos tradicionais, motivados pela falta de afloramento somada ao complexo emaranhado de veios, plugs, diques que se cortam e recortam, e as intensas transformações metassomáticas, hidrotermais e intempéricas que estas rochas sofreram, levaram este estudo a buscar outras ferramentas ou técnicas capazes de superar estes obstáculos. A aplicação de técnicas matemáticas e a estatística multielementar fizeram parte das soluções para este problema. Para o sucesso destas ações outras etapas que antecederam o mapeamento propriamente dito foram necessárias:

1. Descrição de furos sonda partindo da rocha fresca até a superfície.
2. Amostragem de testemunhos de rocha fresca.
3. Descrição de afloramentos na área da mina, expostos pelas atividades de lavra, com o objetivo de conhecer os principais litotipos.
4. Estudos mineralógicos e petrográficos em microscópio ótico e microsonda eletrônica com a finalidade de caracterização dos tipos petrográficos.
5. Confecção de logs de sondagens para posterior utilização nas atividades de mapeamento e modelamento geológico.
6. Registro fotográfico dos testemunhos mais representativos foram utilizados para ilustração e comparações.

1.4.2 Banco de Dados

Para elaboração deste trabalho foi necessária a organização de um banco de dados existente na Fosfertil constituído de análises químicas relativo a 118.000 metros de sondagem acumuladas durante os últimos 20 anos a partir dos trabalhos de pesquisa, do qual incluem furos pré lavra e pós lavra. Os furos foram amostrados de 5 em 5 metros totalizam cerca de 24608 amostras e 288.000 análises químicas. Deste total de amostras cerca de 13.000 amostras foram processadas em laboratório para realização de

ensaios de bancada e obtenção de índices de processo. Para este banco de dados deu-se a denominação de Banco1.

Um segundo banco de dados denominado de Banco2 derivado do Banco1 consiste de uma coleção de 251 furos considerados estratégicos do ponto de vista geológico por constituírem uma unidade completa, representativa de todo perfil intempérico, cuja extremidade superior é a cobertura laterítica superficial e a inferior é a rocha fresca. Esta coletânea de furos é toda “pré lavra” e, portanto ideal para caracterização do manto intempérico.

Um terceiro banco de dados, denominado Banco3 (furatua5) foi também gerado a partir do Banco1 para ser utilizado na construção do modelo geológico de rochas sãs e consistiu de uma seleção de 1514 amostras derivado de rochas sãs e semi alteradas.

Um quarto banco de dados construído sobre um modelo de blocos, denominado Banco4 foi gerado a partir do Banco3, cuja principal característica é ter sido gerado por estimacão a partir das amostras de furo de sonda. A estimacão é uma técnica necessária para cobrir os espaços vazios entre furos de sonda com o objetivo principal de controle de lavra. O método utilizado nesta etapa foi a geoestatística para geração dos variogramas e a krigagem para estimacão dos teores sobre um modelo de blocos de 35x 35 x 5 metros resultando em um novo modelo com cerca de 306.603 amostras virtuais contra 1514 amostras reais resultantes do Banco3. Uma cópia no formato texto do banco de dados, denominado banco das amostras dos furos de sonda, utilizado neste trabalho encontra-se no final desta tese na forma de anexos.

Estes bancos de dados, em função de seus tamanhos, não foi possível e nem prático mantê-los na forma impressa, assim sendo seu conteúdo original encontra-se na área de geologia da Fosfertil

1.4.3 Análises instrumentais

1.4.3.1 Análises químicas

As análise químicas foram obtidas por fluorescência de raio X a partir de 1996 e por via úmida, entre 1982 e 1986 no laboratório da Fosfertil e anteriormente a 1982 foram realizadas no laboratório da Metais de Goiás por fluorescência de raio X. O equipamento utilizado para as análises químicas é da marca Philips na Fosfertil e Rigatu na Metais de Goiás. As amostras foram preparadas na forma de pastilhas de pó

prensadas. Esta técnica apesar de não recomendada para trabalhos que exigem grande precisão não mostrou nenhum inconveniente por se tratar de elementos maiores. A metodologia empregada para este tipo de utilização foi desenvolvida por consultores externos suportada por controle de pastilhas de rocha fundida no Laboratório de Caracterização Tecnológica da USP. Para cada tipo de minério identificado na mina foram tomadas quantidades expressivas de amostras analisadas sobre pastilhas fundidas para posterior construção de curvas de calibração dos resultados das pastilhas prensadas versus as fundidas. Periodicamente é feito controles para verificação de possíveis mudanças nas características do minério e assim estabelecer novos parâmetros para correção. Para cada elemento foi desenvolvida uma curva de correção. Testes via úmida são também realizados para controle da precisão e acurácia do método. Foram sistematicamente analisados P_2O_5 , CaO, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , MgO, BaO, TiO_2 , Nb_2O_3 , Tr_2O_3 (ETR).

1.4.3.2 Difração de raio X.

Na região do Córrego do Garimpo, onde se concentra a maior parte deste grupo de rochas amostrou-se um furo de sonda típico (SC-54/07) com profundidade de 200 metros, sendo os últimos 100 metros em rocha fresca, com o objetivo de determinar sua mineralogia original. As amostras estudadas são designadas em relação ao furo de sonda e profundidade de coleta do seguinte modo: SC54/07-125m, SC54/07-172m, SC54/07-180m e SC54/07-185m. Foram confeccionadas quatro lâminas por amostra e irradiadas no difratômetro de raios-X (Rigaku, D-MAX/B), com tubo de Fe, em 35 KV e 15 mA, entre 2 e $100^\circ 2\theta$, em velocidade de $8^\circ/\text{min}$ no laboratório de Raio X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os difratogramas produzidos foram tratados com *software* Jade para suavização, eliminação do *background*, cálculo dos picos (2θ e d) e procura dos possíveis minerais.

1.4.3.2 Determinação dos índices de processo

Os ensaios de bancada são utilizados para reproduzirem em laboratório os índices de processo da usina de concentração de apatita. Cerca 13000 amostras de furos de sonda foram processadas numa metodologia padrão de preparação, constituída pelas seguintes etapas:

- Homogeneização;
- Cominuição em britadores de rolos de forma a obter uma percentagem máxima entre 10% e 11% retida na peneira de 65 malhas (0,210mm);
- separação magnética de baixa intensidade (1000 Gauss);
- deslamagem em ciclones.

Após esta etapa de deslamagem, as amostras foram submetidas à atrição, em pH 11, para em seguida ser submetida a um novo processo de deslamagem em peneira de 400 malhas (0,037mm). O produto desta deslamagem de cada amostra foi submetido à etapa de flotação. A Figura I.11 apresenta o fluxograma das etapas de processamento utilizadas na rotina do laboratório.

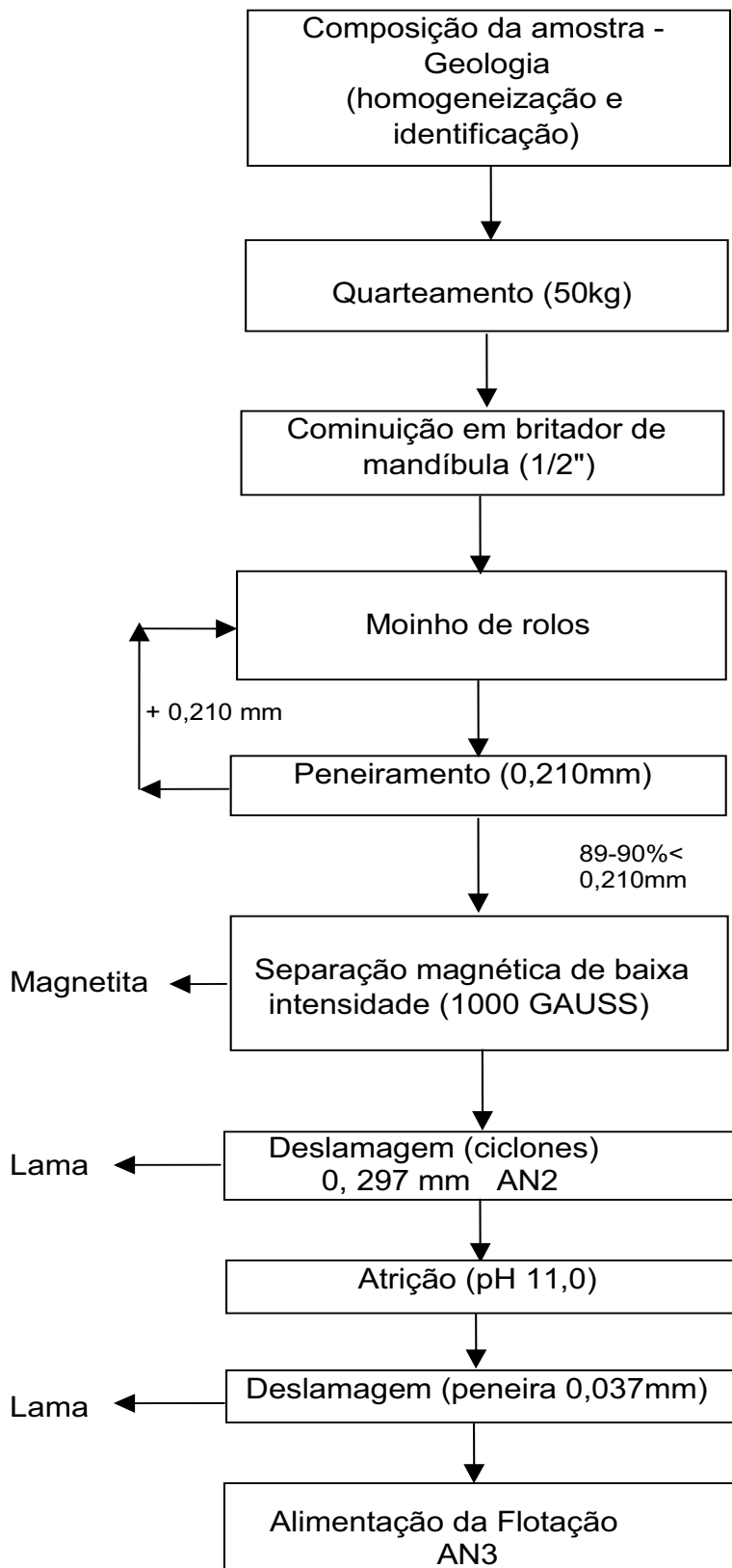


Figura I.11. Esquema de preparação de amostras de furos de sonda para geração de amostra (AN3) para testes de flotação em bancada.

As amostras produzidas pela etapa de cominuição e deslamagem, denominadas de AN3, são enviadas para etapa de flotação conforme o esquema apresentado pela Figur I.12. Os ensaios de flotação são realizados em uma célula de bancada, marca Denver, em dois estágios de flotação, *rougher* e *cleaner*. Como reagente coletor, utiliza-se uma mistura de Hidrocol (ácido graxo), produzido pela empresa Hidroveg, com MC711 (sulfossuccinato de sódio) produzido pela Cognis. O amido de milho gelatinizado é usado como depressor, numa dosagem que depende do tipo de minério. Para cada tipo de minério é utilizado uma dosagem diferente para os coletores e depressores.

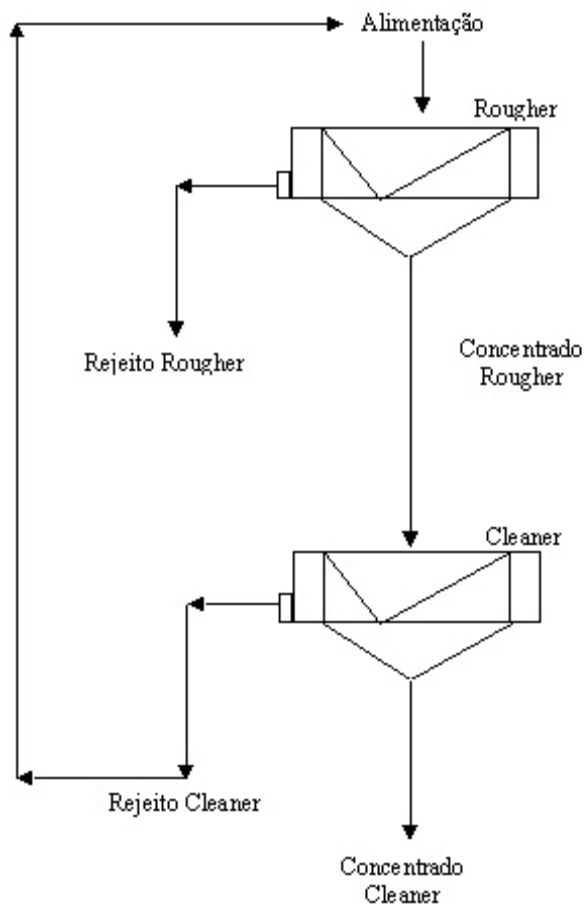


Figura I.12. Esquema de flotação em bancada para as amostras produzidas a partir de furos de sonda.

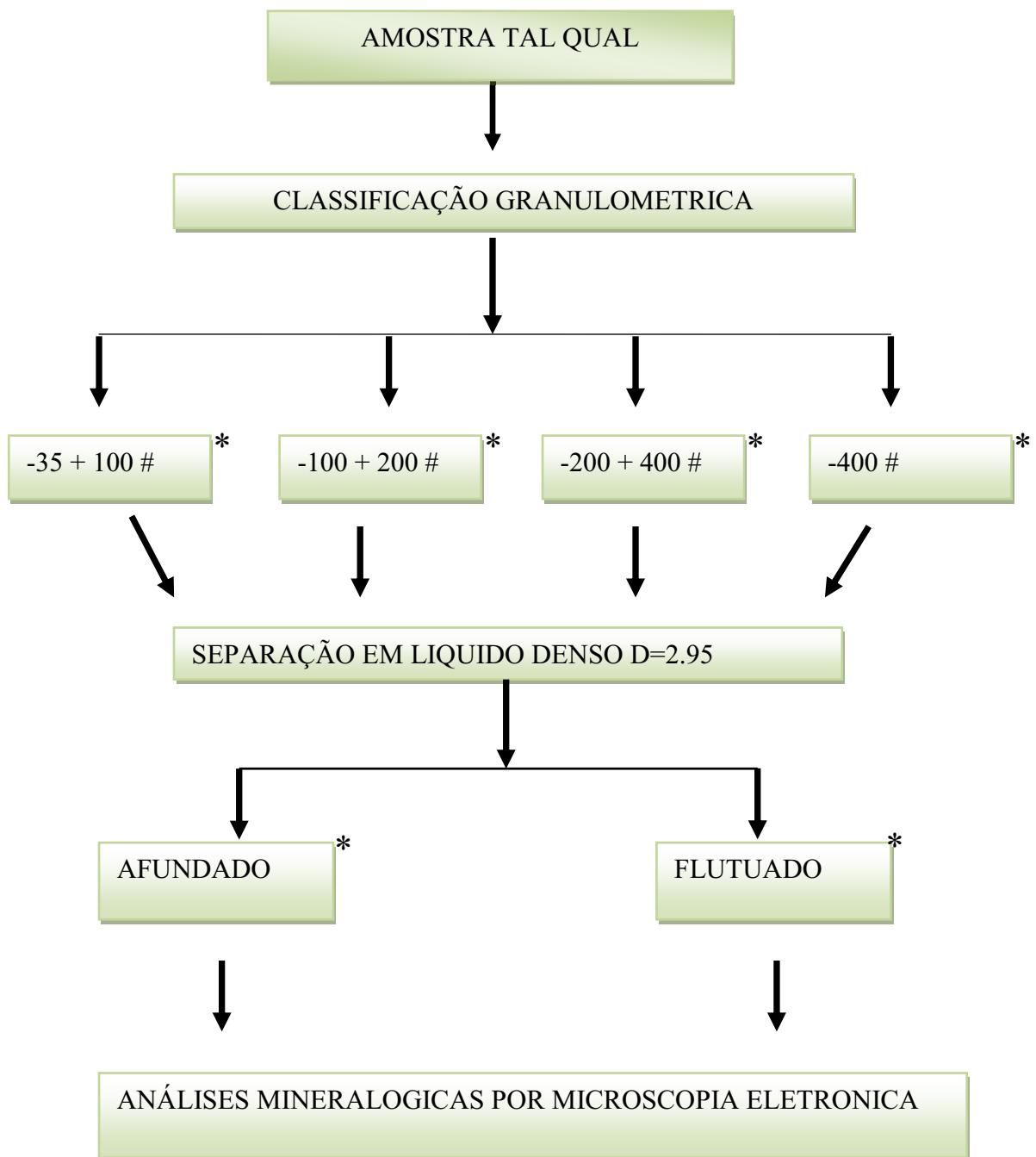
Por este processo foram determinados os índices de recuperação em massa (REND), recuperação metalúrgica (REC.G), a dosagem de coletor (COLETOR), de depressor (DEPRESS), o percentual de magnetita (Mag), o percentual de lamaz naturais

(LAMAS), e as análises químicas referentes ao rejeito da flotação (P_2O_5 rf), teores do concentrado de apatita (P_2O_5 conc, CaOc, Fe_2O_3 c, MgOc, SiO_2 c, Al_2O_3 c, BaOc, Nb_2O_5 c, ETRc.). O percentual de lamas naturais são argilas geradas antes da moagem no processo de preparação, extraída por hidrociclones para amostras intemperizadas e semi-intemperizadas.

Para utilização deste banco de dados foram necessários uma cuidadosa análise e triagem dos dados antes de sua utilização visando eliminar resultados espúrios com a aplicação de técnicas estatísticas tradicionais. As informações foram sendo extraídas de acordo com cada caso que se pretendia trabalhar.

1.4.3.3 Determinação mineralógica

Os dados mineralógicos utilizados neste trabalho fazem parte do banco de dados da Fosfertil acumulados ao longo dos últimos 25 anos de existência da mina. A execução destas determinações se deve as empresas Paulo Abib Engenharia entre 1982 a 1986 e ao LCT (Laboratório de Caracterização Tecnológica) da Universidade de São Paulo. Em ambos os casos a técnica utilizada para estas determinações está esquematicamente representada no fluxograma da Figura I.13.



* ANÁLISES QUIMICAS

Figura I.13. Esquema de processamento das em laboratório para determinação mineralógica.

1.4.3.4 Confeção de laminas polidas

Cerca de 80 laminas polidas e metalizadas foram confeccionadas na Universidade de Brasília para estudos de microscopia ótica e microsonda eletrônica. E cerca de 20 laminas de material intemperizado friável foram confeccionadas utilizando resina sintética com impregnação a vácuo.

1.4.3.5 Química mineral

As mesmas lâminas de amostras de rocha fresca e intemperizadas foram utilizadas para análise de minerais. As análises foram realizadas na microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da UnB, utilizando-se um equipamento Cameca SX-50, com quatro espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), a 15KV e 25nA. Foram utilizados padrões sintéticos e naturais.

Análises químicas da apatita e monazita, pirocloro, e ilmenita de vários tipos de rocha foram também obtidas na Universidade de Brasília, usando uma microsonda eletrônica

Análises adicionais de monazita foram cordialmente efetuadas pela Prof. M. C. M. Toledo, no “*Service d’Analyse par Microsonde Electronique*” da Universidade de Paul Sabatier (Toulouse, França), usando uma microsonda eletrônica CAMECA SX-50 operando a 15 kV e 20 nA. Em ambos os casos, os padrões usados na calibração foram de materiais sintéticos.

1.3.3.6 Análises de imagens

A análise de imagem foi utilizada para realização de contagem modal em laminas delgadas e testemunhos de sondagem. Amostras de testemunhos de sondagem foram cortados, polidos e foram tomados imagens por equipamento de digitalização de alta resolução para posterior análise modal. Da mesma forma laminas delgadas foram microfotografadas e suas imagens utilizadas para contagem modal.

As imagens foram analisadas pelo software ENVI 4.1, utilizado em geoprocessamento de análise de imagens de satélites. O princípio da análise de imagens é a contagem de pixels com mesmo espectro. No ENVI, a imagem escaneada ou microfotografada é submetida a uma seleção de alvos gerados por um estudo prévio, por

exemplo, por meio de microscópio ótico, onde são determinados a maioria dos minerais presentes. Após a demarcação dos alvos na imagem, um para cada mineral determinado anteriormente, a imagem inteira é submetida a uma análise pelo método da máxima verossimilhança (*maximum likelihood*, Richards, 1999).

A classificação por este método (*maximum likelihood*) calcula a probabilidade que um dado pixel pertença a uma específica classe multiespectral. Desta forma todos os pixels dentro da área demarcada, denominado aqui de classe, servirão de referencia para uma procura geral em toda imagem. Cada pixel é designado para a classe que tem a mais alta probabilidade. O resultado é a geração de outra imagem pelo ENVI onde toda região da imagem que mantém semelhança (com máxima probabilidade) é contornada (contorno do próprio mineral) e colocada na mesma cor do mineral que serviu de partida ou de modelo. A partir daí basta o programa calcular o numero de pixels dentro de cada polígono da mesma cor, gerar o numero total de pixels daquela determina cor e assim proceder para os outros minerais, de tal forma que no final tem-se a contagem total de pixels na imagem, isto é ,100% e proceder o calculo percentual de cada mineral. No final o programa gera uma tabela onde são denotados cada mineral com sua respectiva contagem de pixels e o percentual em relação ao total.

A vantagem desta técnica é que o efeito área não existe, porque a contagem é feita pelo número de pixel para cada mineral identificado. Desde que a petrografia seja bem feita, o método parece muito seguro.

1.4.3 Tratamento dos dados

Se o grande número de dados gerados pelas análises químicas de furos de sonda tivesse de ser analisado por técnicas estatísticas convencionais, tal como o estudo de correlação entre variáveis, duas a duas, tornaria este estudo inviável e ilusório. Um banco de dados com estas características conduz naturalmente para utilização de técnicas estatísticas denominadas de multivariáveis ou multidimensionais. Entre estas técnicas, a análise fatorial (*Factor Analysis*), a Análise de Componentes Principais (*Principal Components & Classification Analysis- PCC*), estão entre as que foram utilizadas neste trabalho.

Estas técnicas foram aplicadas no Capítulo III, para determinação das assinaturas geoquímicas nos três principais níveis do manto de intemperismo (Aloterítico, Isalterítico e Rocha Alterada) e nos Capítulos IV, V e VI para

determinação de assinaturas geoquímicas e geometalúrgicas relativas aos depósitos de fosfato, elementos de terras raras e titânio. Uma abordagem sucinta dos princípios destes métodos, desenvolvidos por vários autores de numerosas obras de análise de dados, é apresentada a seguir:

1.4.3.1 Análise Fatorial

A técnica de análise fatorial tem por princípio determinar os eixos de inércia principais das nuvens de pontos das variáveis ou das amostras dentro de um espaço multi-variado a p dimensões ou a n dimensões e projetar estes pontos sobre um espaço engendrado pelos k primeiros eixos. Os eixos correspondem a vetores próprios da matriz de correlações e os valores próprios associados medem a inércia absorvida por cada um destes eixos (Roquin, 1984).

O objetivo desta técnica é extrair sob uma forma condensada a maior parte possível de informações contidas na matriz de dados, seja ela relativa às ligações entre variáveis ou as ligações entre os indivíduos (Laffitte, 1972). Numa linguagem mais simples esta técnica permite agrupar os elementos que para uma dada amostragem tem comportamentos similares (Barbier, 1979). Os dados são agrupados em fatores que podem ter relações com fenômenos geológicos.

1.4.3.2 Análise de Componentes Principais

A Análise de Principais Componentes (ACP) é uma técnica de análise multidimensional linear que permite classificar um conjunto $I = (1,2,3,...,n)$ de n observações reconhecidos por um conjunto de p variáveis quantitativas. Seu objetivo é de classificar os elementos de I em classes de elementos próximos e de fazer um balanço das correlações entre as p variáveis consideradas (Cuney et al 1984).

Segundo Drin *et al.*(1984) se o olho humano soubesse representar n pontos dentro de um espaço de dimensão p (nuvem de observações) ou p pontos dentro de um espaço de dimensão n (nuvens das variáveis), o balanço das proximidades entre observações ou das correlações seria fácil: infelizmente desde que p ultrapassa 3 ou 4 isto se torna muito difícil. Deste modo a ACP permite responder as seguintes questões matemáticas:

Qual é o ponto mais próximo da nuvem das observações ?

Qual é o eixo que mais se aproxima da nuvem das observações?

Qual é o plano que mais se aproxima da nuvem das observações?

Qual é o sub espaço de dimensão K mais próximo da nuvem de observações? ou ainda, a nuvem esta concentrada dentro deste sub espaço?

O sub espaço de dimensão K, aquele mais próximo da nuvem de observações é definido a partir de (u_1, u_2, \dots, u_n) , vetores próprios da matriz de correlação associado aos k maiores valores próprios $(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k)$.

A qualidade da representação dentro do sub-espaço de dimensão K é medida por

$$I_K = \frac{100 \lambda_1 + \dots + \lambda_K}{\sum_{i=1}^p \lambda_i}$$

Este índice que está compreendido entre 0 e 100 somente é igual a 100 quando a nuvem das observações estiver contida no sub espaço de dimensão K.

Os eixos u_1 são chamados de eixos principais.

Se for feito x^1, \dots, x^p , as p variáveis iniciais de desvio padrão $\sigma_1, \dots, \sigma_p$, então a componente principal c é uma combinação linear das variáveis iniciais e ela define uma nova variável:

$$c_i = \sum_{j=1}^p u_i^j x^j / \sigma_j^2$$

O *software Statistic 6.0* apresenta uma extensão desta técnica denominada de Análise de Componentes Principais & Classificação (ACP), Jambu (1991) cuja proposta é redução no número de variáveis para um número menor mais representativas. Os métodos utilizados neste módulo são similares aqueles oferecidos pela Análise Fatorial, mas diferem nos seguintes pontos:

A ACP não utiliza um método interativo para extração dos fatores.

A ACP permite a consideração de algumas variáveis e/ou observações como suplementares sem participação direta nos cálculos. Estas variáveis e observações podem ser mapeadas dentro do mesmo espaço engendrado pelas variáveis e observações ativas. Isto permite analisar se determinada variável ou observação vale a pena ou não participar dos cálculos.

A ACP permite analisar os dados coletados de variáveis que são heterogêneas com respeito as suas médias ou com respeito as suas médias e desvio padrão, pela opção da análise das matrizes de covariância bem como pelas matrizes de correlação.

A ACP pode ser usada também como uma técnica de classificação para que as relações entre as variáveis e observações possam ser destacadas. Para fazer isto, as variáveis e observações são projetadas no espaço gerado pelos eixos fatoriais. Entretanto, as relações entre variáveis e observações não podem ser facilmente vistas no espaço dos fatores, se suas dimensões forem maiores do que dois. Neste caso, a fim de tornar possível esta visualização, as projeções dos pontos (variáveis e observações) devem ser estudadas em espaços fatoriais a duas dimensões formadas pelo par de eixos escolhidos para formar o conjunto dos eixos fatoriais. Esses dois eixos estarão representados ortogonalmente em um círculo, chamado círculo das correlações.

Quando o estudo for para variáveis, as coordenadas dos fatores são as suas correlações. Uma variável inicial x^j será marcada dentro do sistema dos dois componentes principais pelos seus coeficientes de correlação lineares com os dois componentes principais. Assim, todas as variáveis poderão estar representadas dentro de um círculo de centro zero, e de raio 1 (círculo das correlações). Uma variável próxima do círculo esta bem representada pelos dois eixos fatoriais; duas variáveis próximas do círculo e próximas entre elas são bem correlacionadas; duas variáveis próximas do círculo e situadas a ângulo reto são independentes.

Quando o estudo for para as observações, um par de eixos fatoriais é selecionado entre o conjunto dos eixos. Os pontos do vetor espaço gerado pelas observações são então projetados dentro do plano fatorial gerado pelos eixos fatoriais. O uso desses gráficos é muito útil para classificação de amostras (observações) em categorias. As amostras são classificadas de acordo com posição de suas coordenadas em relação aos eixos fatoriais. Considerando que diferentes pares de eixos podem ser combinados, muitas classes de observações podem também ser derivadas.

O tratamento dos dados por Análise de Componentes Principais (ACP) tem por objetivo inicial descrever um conjunto de dados e de definir os grupos de elementos correlacionados. Em seguida, as variáveis pilotos, isto é, as mais explicativas dos eixos fatoriais, são selecionadas a fim de testar sua independência vis a vis as outras variáveis para obtenção de um modelo mais simples e robusto. O significado geoquímico e geológico dos resultados do ACP é finalmente associado aos modelos químico-

mineralógicos de tratamento de dados e sua expressão geográfica é mostrada pela cartografia dos eixos fatoriais ou dos elementos.

1.4.3.3 Softwares

Os softwares utilizados neste trabalho foram; *Datamine Studio*, *Statistica 6.0*, *Surfer 8.0*, *Envi 4.0*, *Corel 10*, *ArcGis 9.0*, *Word* e *Excel*.

O *Datamine* tem como ponto forte o modelamento geológico tridimensional de jazidas para fins de planejamento de lavra, a estimação de reservas e a estimação de teores a partir dos furos de sonda.

O *Statistica* foi a base de todo tratamento de dados com a utilização de técnicas desde univariáveis até as multivariadas e a elaboração de gráficos.

O *Surfer* e *Corel* foram os responsáveis pela elaboração de mapas com qualidade visual.

O *Envi* foi utilizado na preparação de imagens de satélites e como auxiliar de análise de imagens para contagem modal a partir de imagens petrográficas rastreadas de amostras macro e micro.

O *ArcGis 9.0* foi utilizado na confecção de mapas temáticos.

CAPÍTULO II

Geologia do Complexo Carbonatítico de Catalão I

Tipos Petrográficos

Modelo de evolução magmática

Conclusões

2 Geologia de detalhe

Introdução

Neste capítulo são apresentados os resultados dos trabalhos de geologia em rocha fresca e rocha semi intemperizada desenvolvidos dentro do polígono de concessão da empresa Fosfertil.

A classificação das rochas do Complexo Catalão I apresentou os mesmos problemas encontrados por Brod (1999) no Complexo de Tapira – MG com relação a classificação proposta por Le Maitre (1989) para classificar rochas magmáticas. A razão disto é que vários minerais como a apatita, perovskita, flogopita, magnetita e granada, que são componentes essenciais dos complexos da PIAP não são considerados nas classificações oficiais. Em Catalão I os problemas foram agravados pelas transformações metassomáticas muito mais intensas, gerando rochas como os flogopititos metassomáticos onde os minerais primários foram totalmente transformados. Além dos flogopititos metassomáticos ocorrem também flogopitito primário ou magmático que necessita critérios para sua classificação. A fim de padronizar critérios, em Catalão será utilizada a proposta de Brod (1999) para Tapira, ou seja, a aplicação do termo bebedouritos para piroxenitos ricos em perovskita, apatita e magnetita e suas variações modais (Figura II.1). Nesta tese, com o objetivo de adaptar este sistema de classificação para as rochas fortemente metassomatizadas de Catalão I, onde relictos de olivina e piroxênio são raros, mas pseudomorfos desses minerais ainda podem ser reconhecidos, fez-se uma alteração no diagrama triangular de Brod et al.(2004). O diagrama triangular da Figura II.2 passou então a ser utilizado na classificação dos flogopititos metassomatizados.

Para os flogopititos magmáticos a melhor classificação é aquela utilizada por Brod (1999) enquadrando-os na família dos flogopita picritos.

. Para os carbonatitos será aplicado o diagrama de Woolley & Kempe (1989) e para carbonatitos com excesso de Mg relativamente à dolomita estequiométrica será utilizado o termo dolomítico/magnésítico.

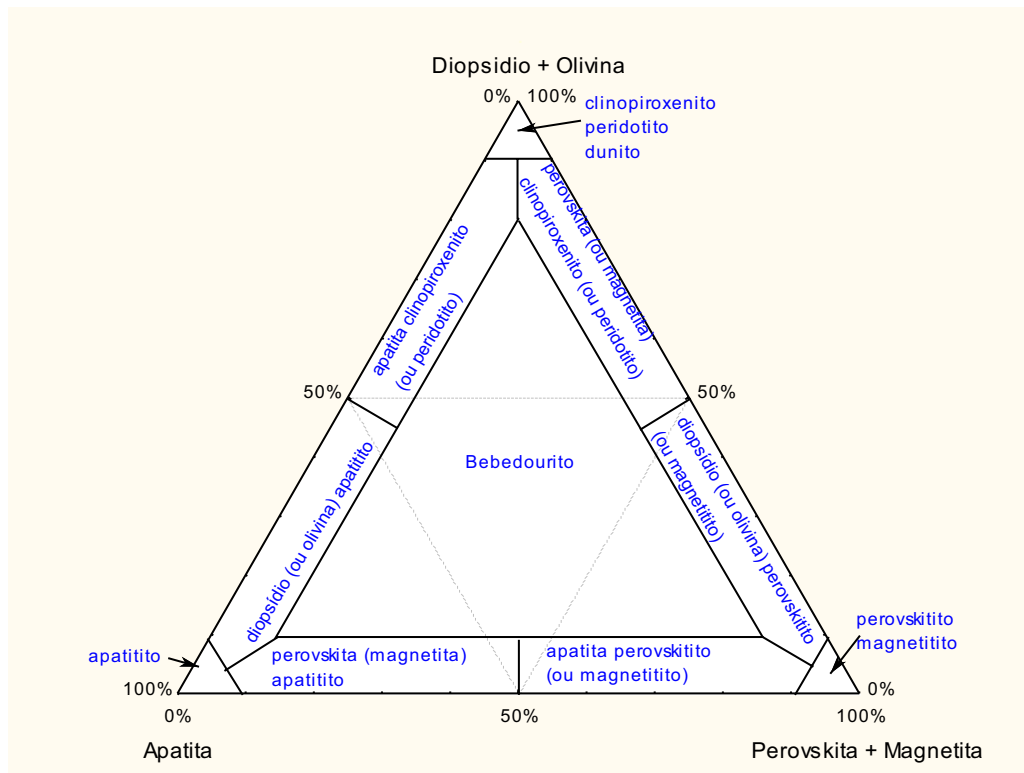


Figura II.1. Modelo de diagrama triangular proposto por Brod et al. (2004) para as rochas ultramáficas da série bebedourítica dos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba.

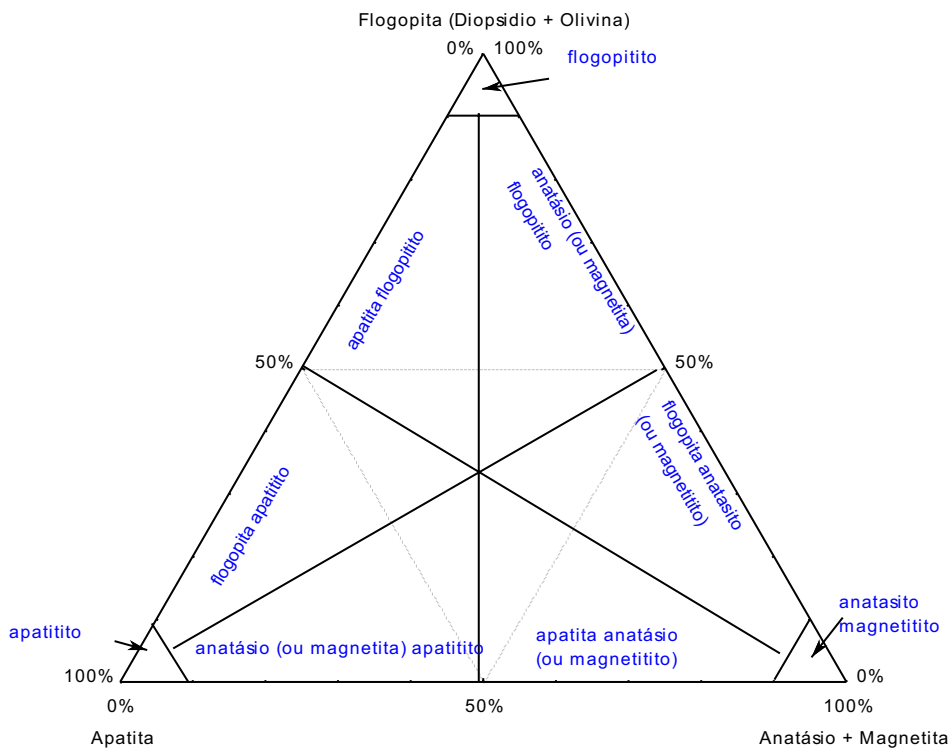


Figura II.2. Diagrama ternário adaptado de Brod et al., (2004) para as condições de Catalão I onde o metamorfismo praticamente eliminou com os minerais primários como olivina e piroxênio.

2.1 Tipos petrográficos

Estudos petrográficos das rochas do complexo carbonatítico Catalão I realizados por Araújo (1996), Baecker (1983) e Pereira (1995) serviram de suporte para elaboração deste trabalho. As rochas do complexo de Catalão I podem ser inicialmente classificadas em primárias (ou magmáticas) e metassomáticas ou (carbo-hidrotermais). Os estudos anteriores e os realizados neste trabalho permitiram identificar rochas magmáticas das séries bebedourítica, foscorítica e carbonatítica, além de produtos de transformação carbo-hidrotermal. Cada um dos tipos foi dividido em subgrupos assim denominados:

1. Rochas da série bebedourítica:
 - a. Piroxenitos e dunitos
 - b. Flogopititos magmáticos..
 - c. Brechas magmáticas.

2. Rochas da série foscorítica:
 - a. Foscoritos sem pirocloro.
 - b. Nelsonitos com pirocloro

3. Rochas da série carbonatítica:
 - a. Carbonatitos calcíticos.
 - b. Carbonatitos dolomíticos.

4. Rochas de transformação carbo/hidrotermal
 - a. Flogopititos metassomáticos
 - b. Carbonatitos dolomíticos/magnésíticos com monazita
 - c. Nelsonitos e nelsonitos/carbonatitos com monazita

5. Veios de origem carbo/hidrotermal
 - a. Veios de apatita
 - b. Veios de monazita
 - c. Veios de barita

2.1.1 Série bebedourítica

Subgrupo a: Piroxenitos e dunitos

Este tipo de rocha ocorre com maior frequência na porção leste-sul do domo (Figura II.3) numa faixa de 1500 metros formando um arco a partir da borda do domo. Com raras exceções é ainda possível a identificação de olivina e piroxênio primários, em núcleos preservados da intensa flogopitização a que estas rochas foram submetidas durante processos metassomáticos. Além destas localidades, xenólitos na unidade de brecha magmática apresentam feições bem preservadas dos diversos litotipos, com

graus variáveis de metassomatismo. Basicamente dois tipos de rocha foram identificados: piroxenitos e dunitos. O modo de ocorrência destes dois litotipos na borda do domo é aleatório, provavelmente mascarado pelo intenso metassomatismo que tende a homogeneizar os litotipos silicáticos ao transformá-los em flogopititos. Os piroxenitos preservados, apesar de raros puderam ser identificados a partir de núcleos centimétricos preservados no interior dos flogopititos. Os dunitos estão sempre muito serpentinizados, mas sua estrutura primária é mimetizada pelos inúmeros pseudomorfos de olivina. A Figura II.4 mostra a localização dos furos de sonda que foram utilizados e amostrados para estudos petrográficos.

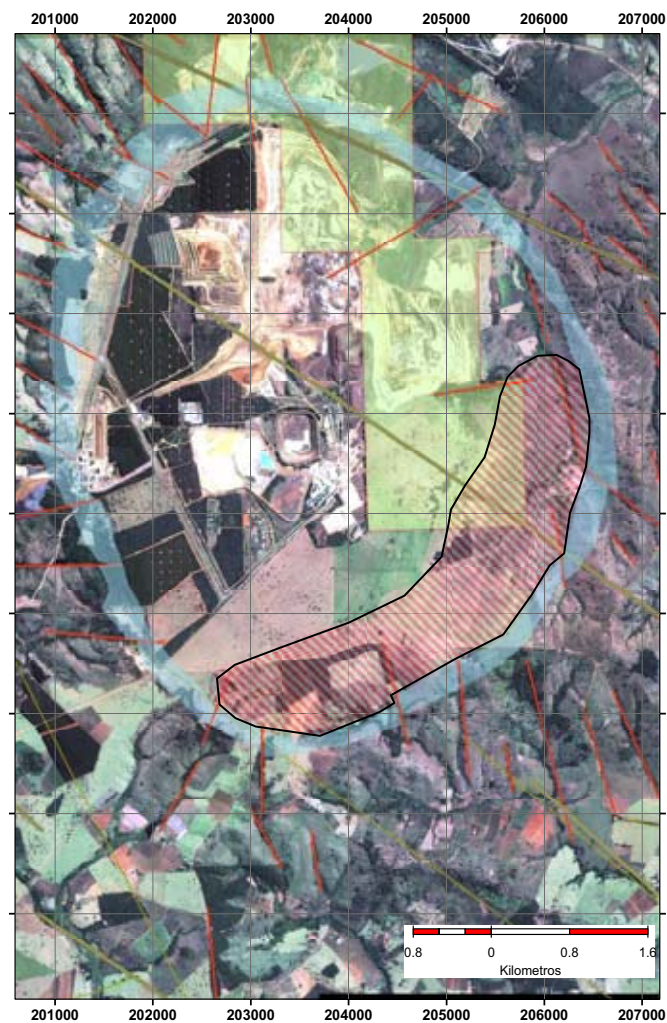


Figura II.3. Localização em imagem de satélite Ikonos (2002) da região onde ocorrem com maior frequência dunitos e piroxenitos da Série Bebedourítica (em hachura vermelha). Em verde transparente limites das áreas da Fosfertil.



Figura II.4. Malha de sondagens dos furos de sonda da Fosfertil, e parte da Copebrás, utilizados na interpretação dos dados e mapeamento geológico do substrato e do manto de intemperismo.

Nas próximas paginas serão apresentados fotos de testemunhos de sondagem e microfotos de lamina delgadas de cada tipo petrográfico estudado. A Figura II.5 é uma foto de testemunho de sondagem que ilustra alguns dos aspectos macroscópicos das rochas de filiação silicática do subgrupo I onde aparecem ainda preservados restos da rocha original piroxenítica ou dunítica. Este testemunho é composto por flogopita, serpentina preservada nos núcleos de alteração e magnetita. Esta rocha é um exemplo típico das transformações que ocorreram nas rochas da série bebedourítica.

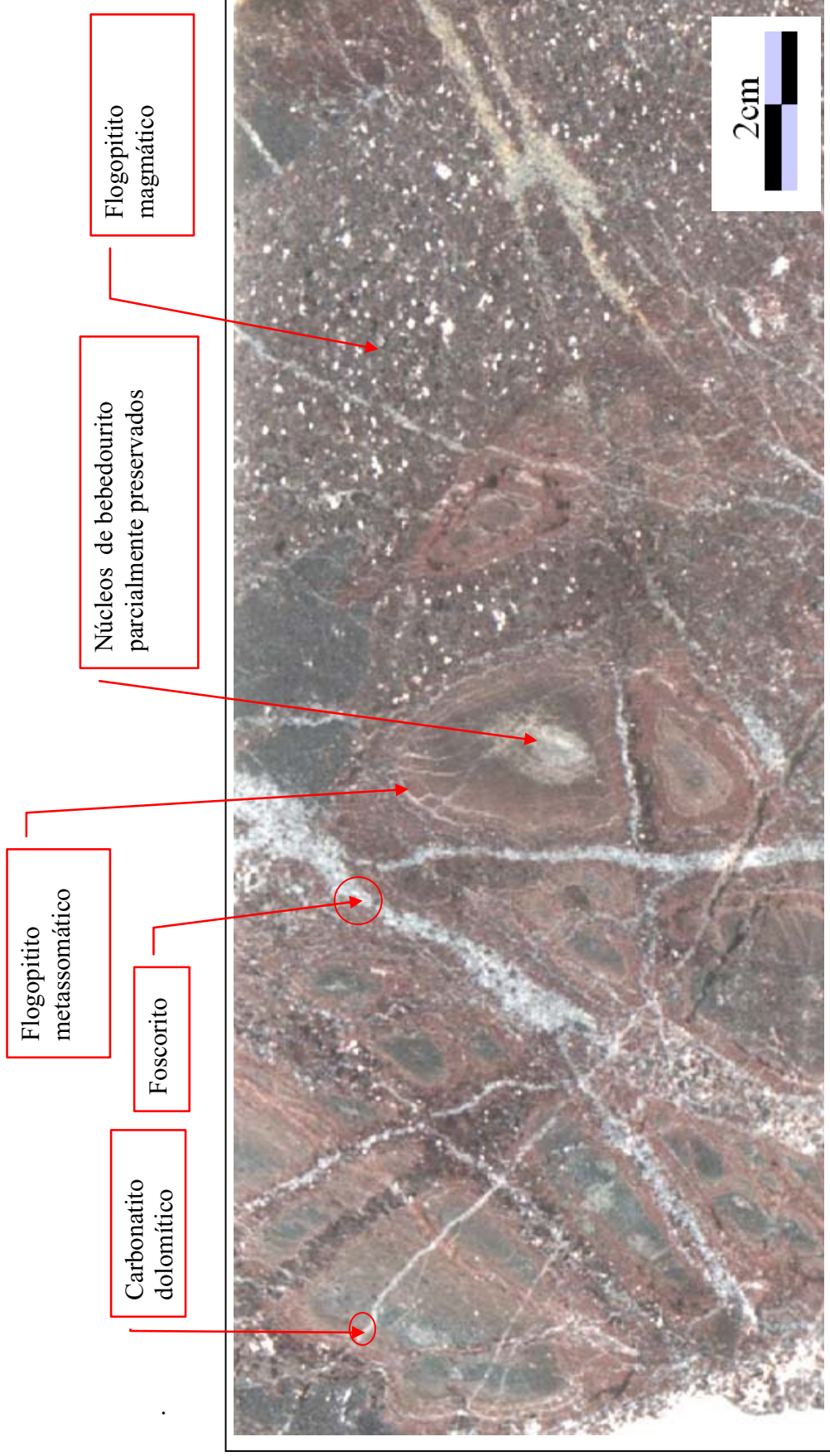


Figura II.5. Foto de testemunho de sondagem, furo 64/63, frente 1, coletada 120 metros. A rocha é um exemplo típico dos litotipos gerados por magma silicático e das transformações a que foram submetidas. Observa-se núcleos remanescentes do bebedourito original e veios de carbonatito e foscoritos dos eventos magmáticos posteriores. Localização: Figura anexo 01.

Petrografia - Microscopia ótica

A investigação de lâminas delgadas sob microscópio ótico permitiu a identificação da mineralogia e texturas das rochas de filiação silicática. As rochas deste subgrupo possuem composição ultramáfica, onde predomina a serpentina, provavelmente derivada da olivina e/ou piroxênio.

Dois grupos de serpentinitos puderam ser identificados: o primeiro possui como característica principal a marcante presença de minerais de titânio como o anatásio e a perovskita acompanhados da magnetita. O segundo grupo é rico em apatita, mas anatásio e perovskita estão ausentes. Em ambos grupos, a serpentina apresenta-se normalmente nas cores cinza esverdeado, mas às vezes também com uma coloração avermelhada denunciando forte presença de hidróxidos de ferro.

Inclusões de flogopita e apatita nos minerais serpentinizados são comuns, indicando a cristalização precoce destes minerais (Figuras II.6, II.7, II.8). Araújo (1996) descreveu rochas semelhantes, porém não serpentinizadas em xenólitos no interior da brecha carbonatítica, cuja composição mineralógica inclui olivina (50 a 80%), magnetita (5 a 10%), apatita (1 a 2%), além de clinohumita e flogopita (5 a 30%). Também Baecker (1983) descreveu rochas semelhantes com olivina (60 a 80%), magnetita (20 a 30%) e apatita (1 a 10%) denominando-as de olivinitos da serie foscorítica.

A mineralogia dos serpentinitos com apatita e sem minerais de titânio foi estudado com um analisador de imagens para determinação de sua composição modal, cujos resultados são apresentados nas Tabelas II.1 e II.2.

Tabela II.1. Amostra CCR26 furo de sonda 58/03 coletada a 315 metros de profundidade [2.1 MPixel]

Mineral	Pontos	%
Apatita	[465824]	22.18
Flogopita	[225108]	10.71
Carbonatos	[163341]	7.78
Magnetita	[100357]	4.78
Serpentina	[1144492]	54.52

<i>Tabela II.2 Amostra: CCR30 furo de sonda 58/03 coletado a 239 metros [2.209.320 pontos]</i>		
Mineral	Pontos	%
Apatita	[547700]	24.79
Serpentina	[951858]	43.08
Magnetita	[280214]	12.68
Flogopita1	[321280]	14.54
Anfibólio	[34934]	1.58
Carbonato	[73354]	3.32

A Figura II.6 apresenta detalhe do serpentinito com pseudomorfos de olivina. A apatita aparece como fase precoce entremeada com a serpentina e também em veios hidrotermais alongados, alojados em micro fraturas. A Figura II.7 apresenta detalhes da apatita magmática de formato elíptico, parcialmente substituída por carbonato. Pseudomorfos da olivina totalmente flogopitizada também são comuns. Na Figura II.8 são apresentados detalhes de massa microcristalina cristal de anatásio com cristal de perovskita incluído, atestando a relação genética entre os dois minerais. As Figuras II.9 e II.10 apresentam detalhes de inclusão de apatita e flogopita em massa de serpentina (pseudomorfo de olivina?). A composição modal deste serpentinito apresentou o seguinte resultado: serpentina (69%), apatita (17,87%), carbonato (9,13%), flogopita (2,17%), magnetita (1,80%). A Figura II.11 apresenta relação entre veios de carbonatos e magnetita orientados por fluxo que cortam o serpentinito, imprimindo uma estrutura bandada à rocha.

Figura II.6- Detalhe do serpentinito mostrando pseudomorfos de olivina serpentinizados, entremeados com longos cristais de apatita cristalizada ao longo dos planos de fratura da rocha. Amostra CCR-30 furo 58/03 239 metros. Escala 1cm = 0.071mm.

Figura II.7- Aspecto geral do serpentinito com inclusões de apatita elípticas (0,1mm), magnetita e carbonatos substituindo apatita. Amostra CCR-30 furos CCR – 30 furo 58/03 239 metros. Escala 1cm = 0.23mm.

Figura II.8 – Amostra CCR- 31. Detalhe do flogopitito-serpentinito mostrando uma massa microcristalina de anatásio com perovskita no centro, e fraturas preenchidas por carbonatos. Furo 58/03 e profundidade de 297 metros. Escala 1cm = 0.071mm.

Localização: Figura anexo 01.

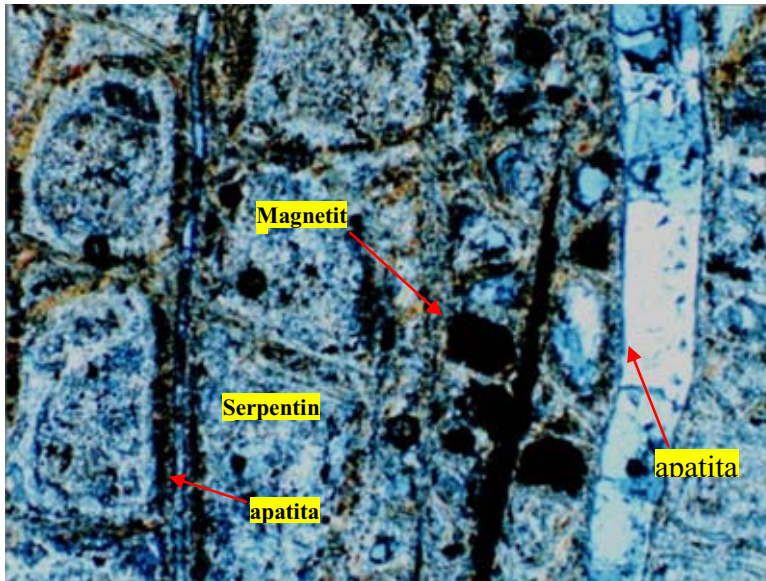


Figura II.6

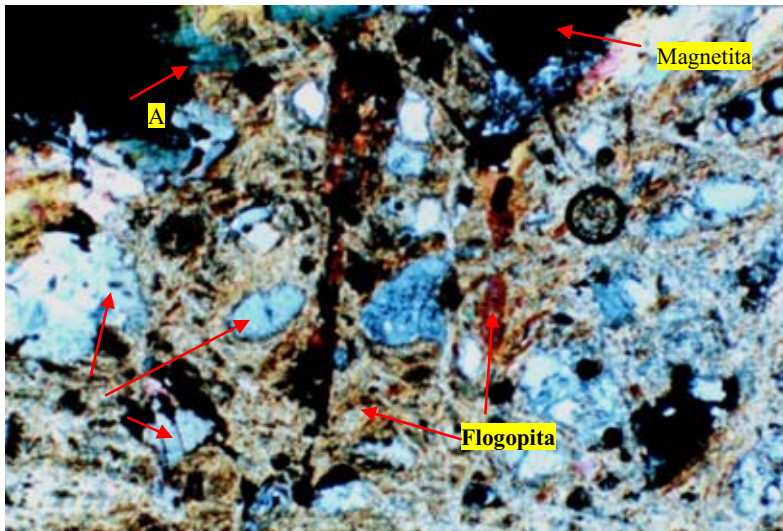


Figura II.7



Figura II.8

Figura II.9 – Amostra CCR26 furo 58/03 315m. Aspecto geral de serpentinito com apatita, magnetita, flogopita, carbonato e serpentina. Escala 1cm = 0.23mm.

Figura II.10 – Amostra CCR-26b furo 58/03 315 metros. Veios de carbonatos e magnetita com estrutura de fluxo, cortando serpentinito e dando um aspecto bandado à rocha. Estruturas arredondadas (A) sugerem pseudomorfos de olivinas. Escala 1cm = 0.069mm

Figura II.11 – Detalhe de serpentina com inclusões de apatita e flogopita. Escala 1cm = 0.069mm..

Localização: Figura anexo 01.

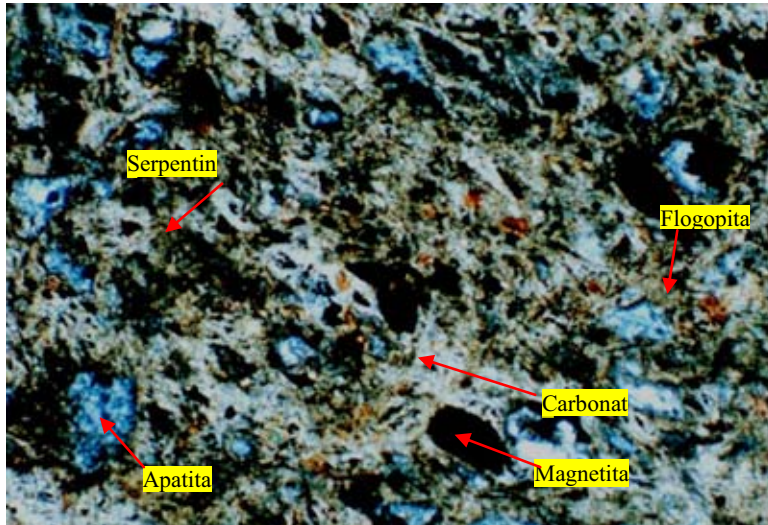


Figura II.9

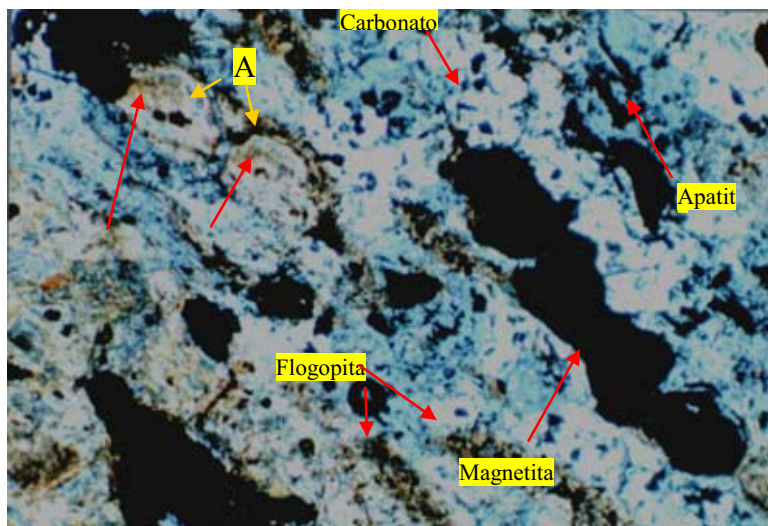


Figura II.10

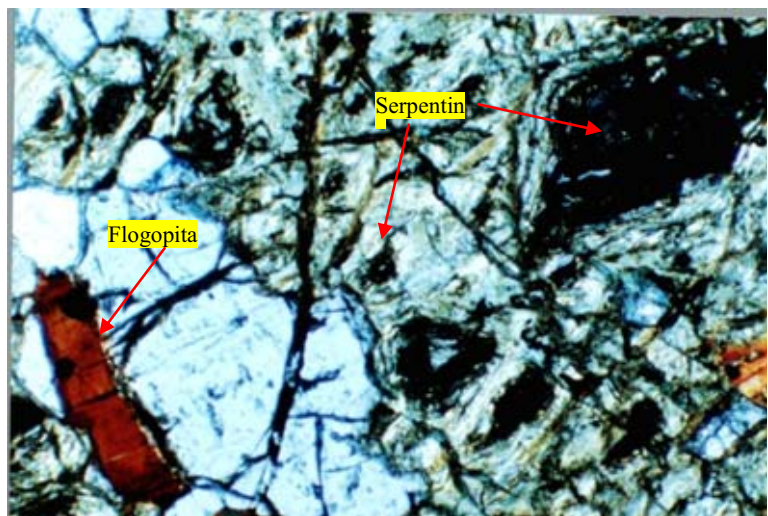


Figura II.11

Discussão

Os protolitos das rochas metassomáticas compostas por flogopita, magnetita, ilmenita, perovskita e anatásio devem ser interpretadas como cumulos provenientes da primeira fase de cristalização do magma silicatado. O anatásio e a flogopita vermelha ou laranja são respectivamente fases derivadas da perovskita e olivina ou piroxênio por metassomatismo. A presença do anatásio com núcleo perovskítico a profundidade maior do que 300 metros, onde nenhum vestígio de intemperismo foi detectado, contraria as afirmações anteriores, que sugerem origem intempérica para o anatásio (Mariano & Mitchell, 1991; Mariano & Marchetto, 1991 e Mariano, 1989). Aqui, um processo de alteração hidrotermal, metassomatismo são hipóteses possíveis para a transformação de perovskita em anatásio.

As rochas portadoras do anatásio encontram-se normalmente muito afetadas por processos metassomáticos, atestados pela transformação de olivina e piroxênio em flogopita e por bordas de reação de tetra-ferriflogopita em flogopita primária. Araújo (1996) em seu estudo sobre metassomatismo de Catalão I observou que nos flogopititos os veios de carbonatitos podem adicionar bordas de tetra-ferriflogopita a flogopitas primárias o que comprova o poder reativo destes veios quando durante sua instalação. Brod et al. (2001) demonstraram o caráter metassomático da tetra-ferriflogopita nas rochas ultramáficas plutônicas dos complexos carbonatíticos do Alto Paranaíba. Segundo estes autores tetra-ferriflogopita primária ocorre, mas é restrita a cristais bem formados em carbonatitos e em alguns diques bebedouríticos. Araújo (1996) apresentou um importante estudo do ponto de vista petrológico, petrográfico e mineralógico sobre as rochas ultramáficas de Catalão identificando dunitos, piroxenitos, carbonatitos, flogopititos, foscoritos e brecha carbonatítica. Entretanto seu estudo não precisou a distribuição geográfica, nem a proporção em que cada um destes tipos ocorre na área. Por outro lado, Araújo (1996) também identificou rocha constituída por diopsídio, clinopiroxênio sódico e flogopita primária, classificada como flogopita piroxenito. Portanto, a presença de rochas totalmente flogopitizadas, serpentinizadas, ou ambos, sugere possíveis protolitos duniticos ou piroxeníticos.

O percentual elevado de apatita em duas das amostras examinadas (Tabelas II.1 e II.2) sugere que este mineral pode ser uma fase precoce na evolução dos magmas

silicáticos. As duas amostras, com base na sua composição modal poderiam ser classificadas como flogopita-apatita-serpentinó. Mas, se por outro lado, as flogopitas presentes forem secundárias ou metassomáticas, derivadas do par olivina + diopsídio, tal rocha poderia também ser classificadas como bebedourito a partir do diagrama triangular definido por Brod *et al.* (2004), Figura II.1.

Subgrupos b: flogopititos magmático e o subgrupo a das rochas de transformação carbo/hidrotermal (os flogopititos metassomáticos)

Nesta seção os flogopititos (s.l.) serão tratados juntos, o primeiro, de origem magmática pertencente a série bebedourítica e o segundo um produto transformado derivado do metassomatismo sobre rochas duniticas e piroxeníticas da série bebedourítica. O conjunto de flogopititos magmáticos e metassomáticos são as rochas mais abundantes no Complexo Carbonatítico Catalão I. Ocorrem com maior frequência nas bordas do domo, superando 90% das rochas ali presentes. Na parte central do complexo, são reduzidos a restritos fragmentos, posicionados entre os veios e plugs carbonatíticos e foscoritos que dominam aquela região. Apresentam-se normalmente nas cores castanho avermelhado, quando de origem metassomática, e preto ou cinza escuro quando de origem magmática. A textura dos flogopititos é determinada pela granulometria da flogopita geralmente inequigranular grossa a fina. Os flogopititos são compostos predominantemente pelas fases flogopita, magnetita, e dolomita intersticial. Como nos serpentinitos, a apatita, anfibólio, diopsídio, clinopiroxênio sódico, anatásio e perovskita são fases comuns, às vezes abundantes. Pleocroísmo inverso e normal são comuns na flogopita. A magnetita está dispersa em grãos finos a médios, anédricos e sempre associada à apatita e carbonatos, indicando forte ligação genética entre eles. A dolomita é freqüente em micro-veios e/ou como grãos intersticiais. Araújo (1996) observou que a apatita nos flogopititos é abundante variando de 5 a 37% dos minerais da rocha. Os cristais são finos a grossos (0.1 a 3.5mm) subédricos a anédricos.

Nas Figuras II.12 e II.13 são apresentados testemunhos de sondagens que ilustram os principais aspectos texturais macroscópicos dos flogopititos. A Figura II.12 é uma rocha composta por flogopita, magnetita, ilmenita, perovskita e anatásio, de origem magmática onde a flogopita é grossa, equigranular, de coloração cinza-preta, A Figura II.13

mostra um flogopitito muito fino inequigranular, de cor castanho avermelhado cuja origem é tipicamente metassomática.

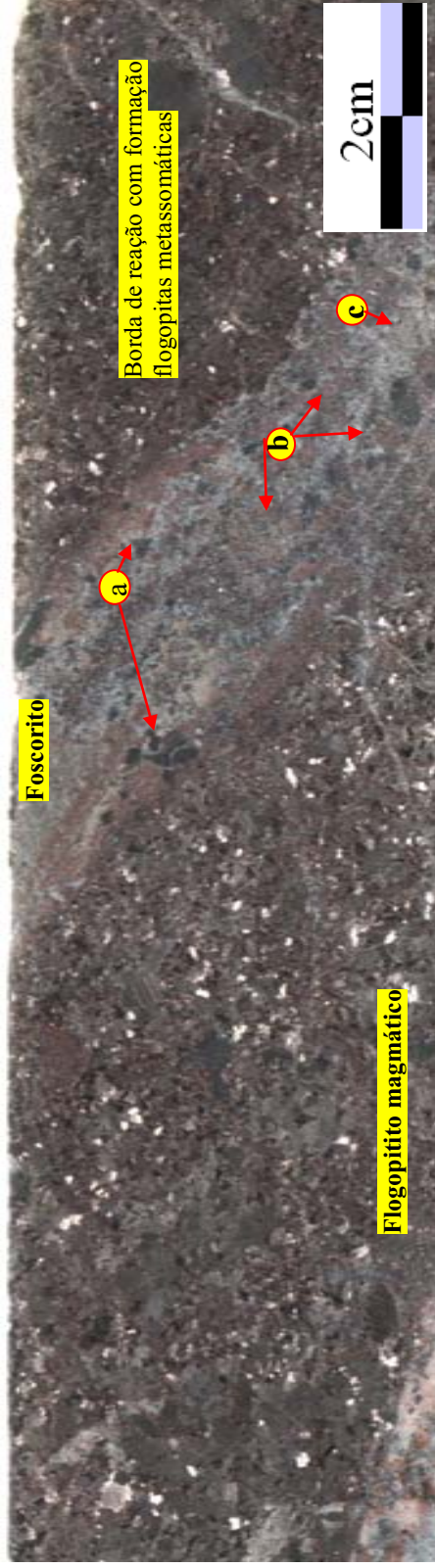


Figura II.12. Fotografia de testemunho de sondagem furo 63/64 profundidade 97m. Flogopitito magmático cortado por dique de foscorito que reagiu com a encaixante formando halo de flogopita metassomática muito fina (tetra-ferriflogopitas). Observa-se ainda no veio de foscorito a presença de magnetita (a); pseudomorfos de olivina flogopitizada (b); e apatitas (c). Localização: Figura anexo 01.



Figura II.13. Amostra furo 63/64. Flogopitito castanho de origem metassomática cortado por veios de carbonatito dolomítico. Localização: Figura anexo 01.

Os flogopititos foram bastante investigados nos últimos anos por vários autores (Gaspar *et al.*, 1976; Baecker, 1983; Gierth *et al.*, 1985; Pereira, 1995; Carvalho, 1974; Araújo, 1996 e Danni *et al.*, 1991) que identificaram como principais constituintes a flogopita, a magnetita, a ilmenita e a dolomita. Outros minerais que podem estar presentes em quantidades variadas são a apatita, o anfíbólio, o diopsídio, clinopiroxênio sódico e a perovskita.

A flogopita é o mineral essencial para classificação da rocha tanto pela sua abundância, que pode atingir até 90%, como pela sua importância petrológica. A flogopita é subédrica a anédrica, sub-milimétrica, mas localmente pode atingir tamanhos superiores a 3.0 mm. Em ambos tipos de flogopititos, (magmáticos e metassomáticos) é comum a ocorrência de flogopita com pleocroísmo normal e inverso.

Araújo (1996) observou outro aspecto textural dos flogopititos ligado à presença de pseudomorfos ovalados a arredondados formados pela associação de flogopita, dolomita e óxidos, mas sem registro do mineral anterior. Entretanto, em várias lâminas o autor pôde identificar relictos de olivina como mineral original dos pseudomorfos. Em alguns pseudomorfos de olivina observa-se uma maior intensidade da flogopitização nas partes mais próximas a veio de carbonatito, com o desenvolvimento de linhas de zonação constituídas por flogopita e magnetita sugerindo um *front* de metassomatização partindo dos veios carbonatíticos (Figura II.16). O avanço da flogopitização associada a veios de carbonatitos comprova que o processo de metassomatismo por fluidos carbonatíticos foi intenso nestas rochas. As Figuras II.14 a II.16 ilustram este processo, mostrando olivina intacta, olivina semi flogopitizada e pseudomorfos de olivina.

Figura II.14. Cristais de olivina em flogopitito magmático parcialmente metassomatizados por veios carbonatíticos. Na foto observa-se cristais de olivina com bordas flogopitizadas (tetra-ferriflogopita muito fina) e pseudomorfos de olivina flogopitizados. Observa-se ainda que a flogopita magmática apresenta bordas alteradas pelos fluidos metassomáticos transformando-a em tetra-ferriflogopita. Escala: 1cm =0.22mm.

Figura II.15. Cristal de olivina mostrando transformação metassomática para flogopita evidenciando o front metassomático a partir de um veio de carbonatito à direita da olivina. Observa-se que a flogopitização é mais bem desenvolvida no lado direito do cristal, mais próximo ao veio de carbonatito. No lado esquerdo da foto, os cristais de olivina não foram atingidos pelo front metassomático e estão totalmente preservados. Como na foto anterior as flogopitas magmáticas também apresentam bordas alteradas para tetra-ferriflogopita. Escala: 1cm =0.22mm.

Figura II.16. Detalhe de um cristal de olivina imerso numa matriz rica em flogopita, magmática e sua relação com veio de carbonatito à direita. Observa-se que o front de metassomatismo atingiu o cristal de olivina transformando-o em flogopita. Do lado oposto ao front o desenvolvimento de flogopita é incipiente, gerando apenas uma tênue película. Aqui também observa-se o desenvolvimento de tetra-ferriflogopita nas bordas dos cristais magmáticos de flogopita. A seta indica o sentido do front de metassomatismo. Escala: 1cm =0.07mm.

Localização: Figura anexo 01.

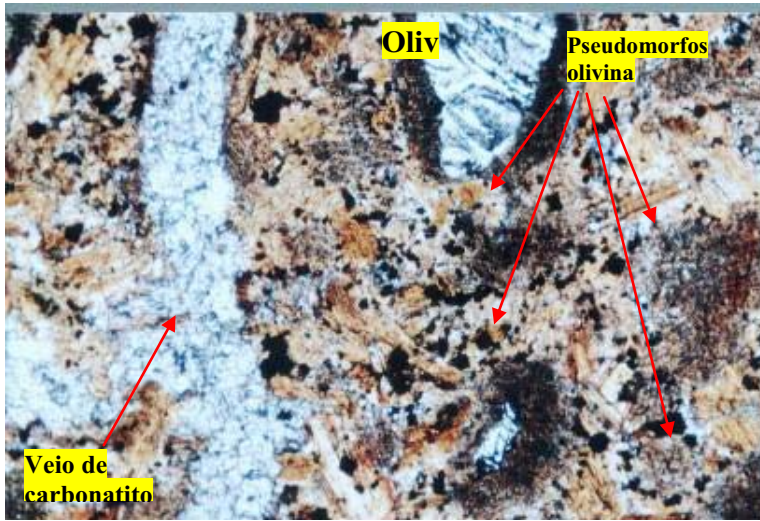


Figura II.14

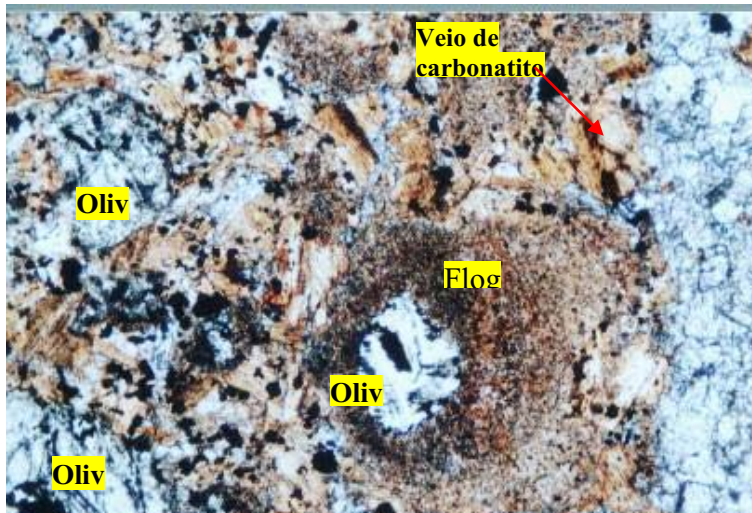


Figura II.15

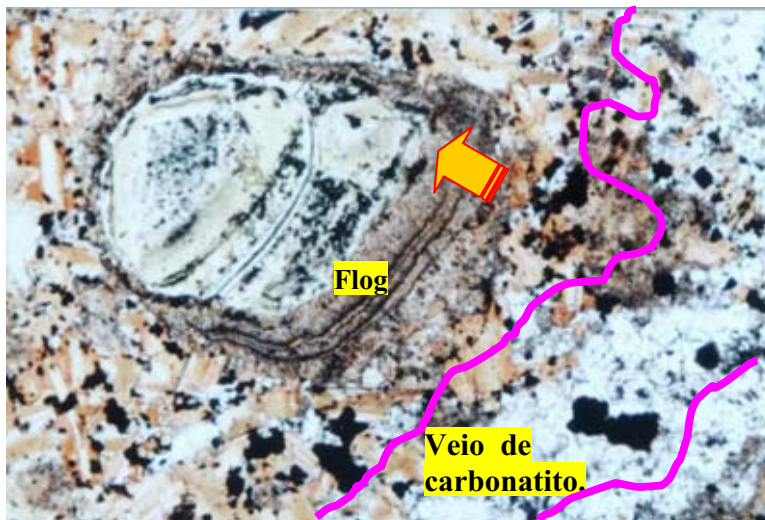


Figura II 16

As Figuras II.17 a II.22 apresentam os principais tipos de flogopititos sempre relacionados a veios carbonatíticos e/ou foscoríticos que fazem elevar a quantidade de flogopita pela transformação de olivinas e piroxênios ou que realçam flogopitas magmáticas transformando-as total ou parcialmente em tetra-ferriflogopitas.

Três tipos texturais diferentes de flogopititos mostrados nas Figuras II.17 e II.18 foram submetidos a uma contagem modal, cujos resultados são apresentados na Tabela II.3:

<i>Tabela II.3 Amostras: furo de sonda 58/03 coletado a 239 metros</i>			
	Flogopitito 1 (Figura 17)	Flogopitito 2 (Figura 18a)	Flogopitito 3 (Figura 18b)
Mineral	%	%	%
Flogopita	68	49.25	44.15
Apatita	5	37.89	24.6
Magnetita	20	8.27	7.10
Carbonatos	7	4.5	24.08

Nestas amostras, chama atenção o amplo padrão de variação modal de apatita, assim como a quantidade de carbonato, se bem que este último pode ter sido introduzido posteriormente através de micro fraturas e por espaços intergrãos.

Figura II.17 – Flogopitito derivado de rocha ultramáfica metassomatizada, sugerido pela ausência de textura de fluxo, pela granulometria fina da flogopita com pleocroísmo invertido, pela presença de apatita, magnetita e carbonato intersticial, de feições comuns em flogopitito metassomáticos. A análise modal mostrou 68% de flogopita, 20% de magnetita 5% de apatita, e 7% de carbonatos intercumulus. A rocha é cortada por veio de carbonatito dolomítico. A apatita ocorre sob duas formas: em veios de foscorito rico em carbonato e como disseminação intercumulus entre as flogopitas (ex-olivina?). Amostra CCR-30 furo 58/03 coletada a 239 metros. Escala 1cm=0.31mm.

Figura II.18 – Dois tipos de flogopitito: o da direita, mais grosso possui características magmáticas evidenciadas pela textura e pela reação da flogopita magmática com veios carbonáticos resultando em tetra-ferriflogopita. A seta em vermelho na porção centro-inferior da foto apontam para borda de reação da flogopita primária, que resultou na formação da tetra-ferriflogopita. A composição modal é apatita = 37.89%; Magnetita = 8,27%; Flogopita= 49.25%; Carbonato = 4.5%. O flogopitito da porção esquerda da foto é o mesmo da Figura 10. Amostra CCR-30 furo 58/03 coletada a 239 metros Escala 1cm=0.31mm.

Figura II.19 – Aspecto geral de um serpentinito flogopitizado por processos metassomáticos. Mt=magnetit e Flo = flogopita nucleada ao redor de magnetita. Amostra CCR-22 FURO 58/03 coletado à 311 metros. Escala 1cm=0.091mm.

Figura II.20 – Combinação de três rochas: a esquerda um serpentinito (S) com borda de reação provocada pela introdução de veio de carbonatito dolomítico. Na parte central um flogopitito (Flog) metassomático apresentando tetra-ferriflogopita cortado pelo veio de carbonatito. À esquerda um veio de carbonatito dolomítico (Do). Furo de sonda 95963738, amostra 95Tc. Escala 1cm=0.091mm.

Figura II.21 -. Flogopitito magmático com textura em fluxo contornando cristal de olivina parcialmente serpentinizado e flogopitizado. Amostra 95 mc furo 95963738 coletado a 110 metros. Escala 1cm=0.31mm.

Figura II.22 – Furo de sonda 95963738, amostra 95 mc. Flogopitito magmático com textura em fluxo, rico em olivina e apatita. Na parte inferior da Figura observa-se um grande cristal de apatita, fraturada, e na parte superior um cristal de olivina cujas bordas apresentam uma franja de alteração para flogopita metassomática. Entre os fenocristais de apatita e olivina observa-se a flogopita orientada por fluxo. Escala 1cm=0.31mm.

Localização: Figura anexo 01.

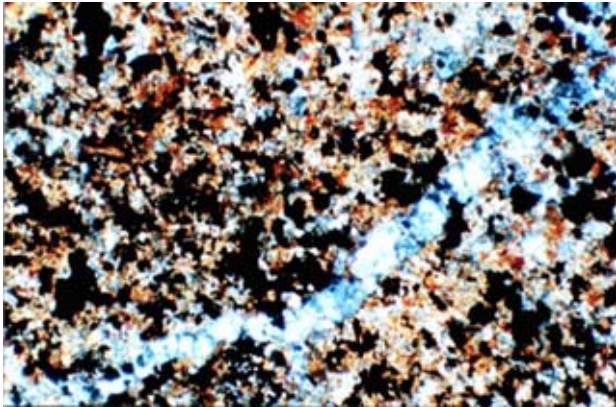


Figura II.17



Figura II.18

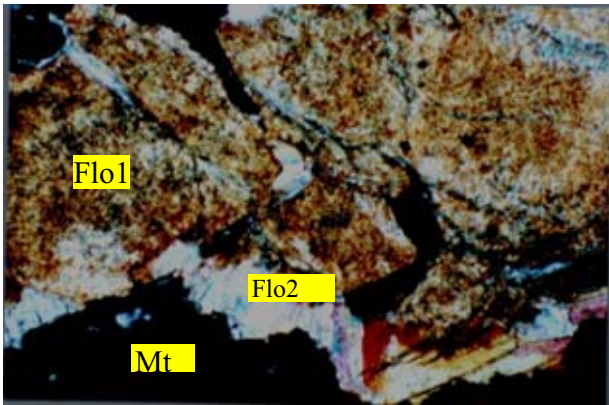


Figura II.19

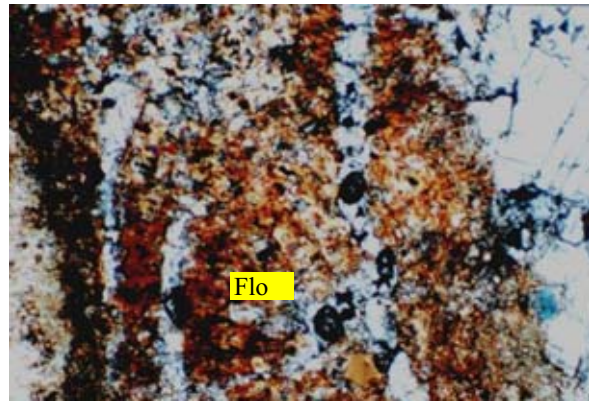


Figura II.20

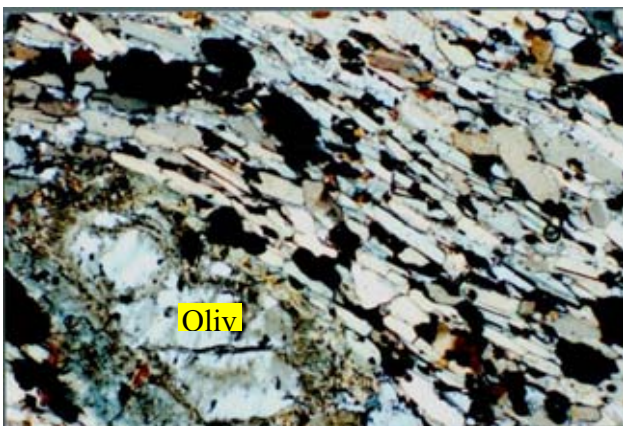


Figura II.21

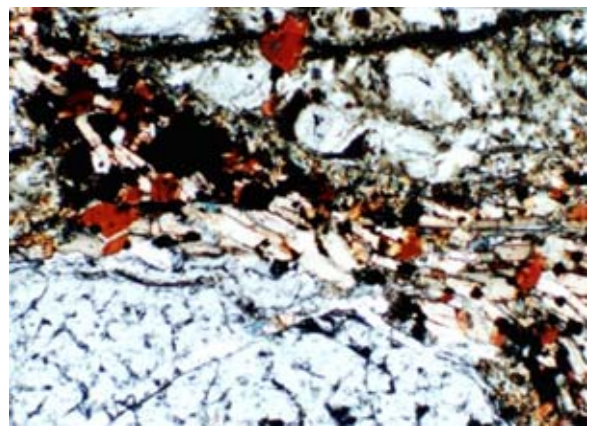


Figura II.22

Discussão

Os subgrupos b e c de flogopititos, respectivamente de origem magmática e metassomática, possuem origens diferentes e merecem discussões independentes. A questão da origem dos flogopititos ainda é polêmica. Magmáticos, metassomáticos ou ambos? Araújo (1996) apresenta argumentos a favor dos dois tipos de flogopititos, enquanto Brod *et al.* (2001), Issa Filho *et al.* (1984) e Vartiainen (1980) defendem a posição de que os flogopititos nos complexos de Tapira, Catalão, Araxá e Sokli, são de origem metassomática, Erickson (1989) argumenta a favor da origem magmática para flogopititos do complexo de Palaborwa. Segundo Araújo (1996), os critérios utilizados para identificação da origem foram:

- ✓ Texturas que sugerem processos metassomáticos:
 - Presença de pseudomorfos formados por flogopita ± óxidos ± carbonato ± serpentina;
 - Presença de minerais relíquias como diopsídio e anfibólio;
 - Substituição de clinopiroxênio e anfibólio por flogopita;
 - Textura heterogênea e inequigranular;
 - Flogopita com pleocroísmo inverso entre núcleo e borda sugerindo mais de um estágio de formação;
 - Bordas de reação em minerais relíquias constituídas por flogopita e anfibólio;
 - Ocorrência de magnetita com exsolução de ilmenita e;
 - Substituição de magnetita por carbonato.

- ✓ Texturas sugerindo processos magmáticos:
 - Textura homogênea e equigranular;
 - Textura de fluxo;
 - Bordas de reação com pleocroísmo distinto do centro;
 - Placas de flogopita bem formadas;
 - Carbonato intersticial e óxidos finos inclusos e intersticiais.

Em Catalão I, o autor pode identificar ambos os tipos em estudos petrográficos de amostras de furos de sonda ou diretamente, sobre afloramentos na cava da mina de fosfato. O flogopitito do subgrupo b, considerado de origem magmática, se destaca do flogopitito metassomático por sua simplicidade mineralógica composta por flogopita equigranular, placas bem formadas e às vezes com textura de fluxo. Textura secundária relacionada ao metassomatismo sobre flogopititos podem ocorrer na forma de pseudo-bandeamentos, quando um grande número de veios e micro-veios de carbonatito aparecem cortando flogopititos e/ou rochas ultrabásicas. Na Figura II.17 são mostrados dois tipos de flogopitito: o primeiro, à esquerda, é tipicamente metassomático, caracterizado pelos critérios definidos anteriormente, tais como uma textura granular heterogênea e sinais de pseudomorfos. Já o da direita apresenta todas evidências de origem magmática, tais como textura granular homogênea, placas bem formadas e carbonato intersticial. Além disto, quando existem veios de carbonatito ou foscorito cortando flogopititos magmáticos é comum ocorrerem bordas de reação na flogopita magmática dando origem a tetra-ferriflogopita.

Um aspecto de relevante importância é a existência de flogopititos com depósito de apatita. Em Catalão I tem-se observado que os flogopititos derivados de metassomatismo de rochas ultramáficas por processos metassomáticos apresentam-se potencialmente mineralizados em apatita. Por outro lado, os flogopititos magmáticos, com raras exceções, não demonstram a mesma potencialidade: apesar da apatita estar sempre presente ela ocorre em quantidades muito subordinadas. É necessário ressaltar que aparentemente, alguns flogopititos magmáticos mineralizados em apatita o são às custas da injeção de veios de apatitito e foscorito, que ocorrem por todo complexo. A Figura II.23 apresenta um exemplo de flogopitito magmático mineralizado com apatita cuja origem foi posterior, trazida por veios e fluidos percolantes intergrãos. São apresentadas duas imagens do mesmo local, sendo que aquela posicionada à direita, sofreu um tratamento de cores que para ressaltar o conjunto apatita e carbonatos intersticiais percolando entre as placas de flogopitas magmáticas.

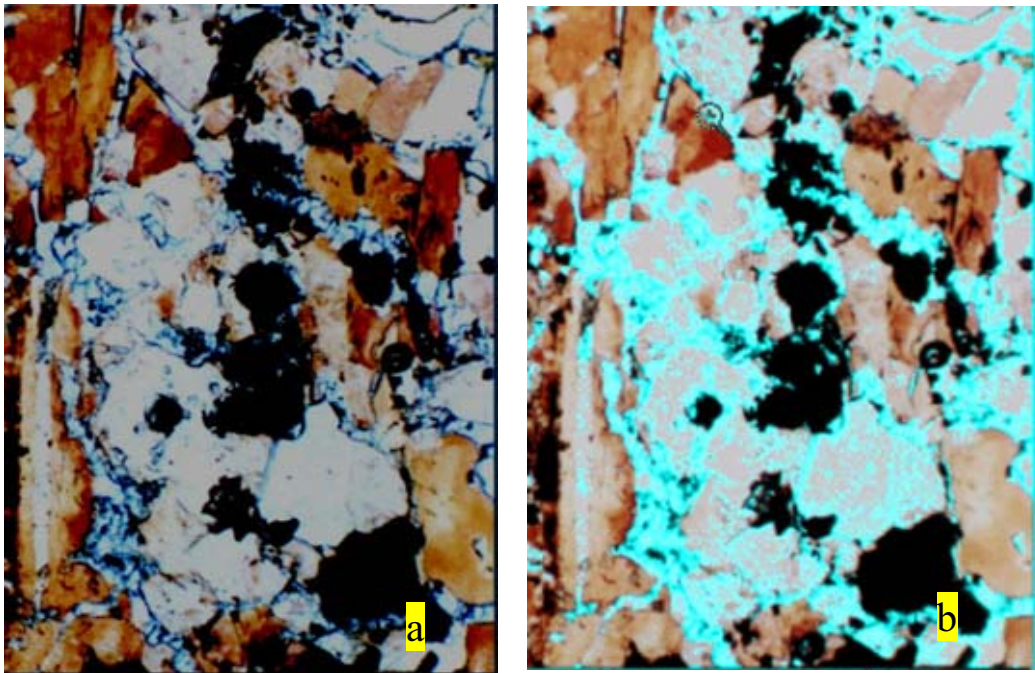


Figura II.23. Flogopitito magmático onde foi ressaltada em azul claro as texturas do conjunto apatitito e carbonatito instalado em microfraturas. Neste caso todo conjunto em azul (apatita e carbonato e magnetita) pertence a um evento posterior e não deveria ser considerado para efeito de classificação da rocha. Escala: 1cm = 0.39mm

Na (Tabela II.4) é mostrado a análise modal do flogopitito da Figura II.23 em duas situações: a) considerando apatita e magnetita situado na parte ressaltada em azul como constituintes primários da rocha e b) considerando que a apatita e magnetita e como partes não integrantes do flogopitito mas incluindo os carbonatos.

Tabela II.4. Análise modal do flogopitito da Figura 23. Em (a) considerando a apatita, e magnetita situados na parte ressaltada em azul como parte integrante da rocha e em (b) subtraindo a apatita (ressalto azul) e considerando os carbonatos associados .

	Flogopitito (Figura 23 foto a)	Flogopitito (Figura 23 foto b)
Mineral	%	%
Flogopita	49.25	44.15
Apatita	37.89	24.6
Magnetita	8.27	7.10
Carbonatos	4.5	24.08
Total	100	100

Com relação aos flogopititos metassomáticos observou-se que a quantidade de apatita é muito variável e indica uma evolução de um magma inicialmente mais silicático produzindo muita olivina, para um magma cada vez mais rico em carbonato, apatita e magnetita, caminhando na direção de nelsonitos.

Com base na contagem modal dos flogopititos estudados foram plotados no diagrama modelo da Figura II.2, cinco amostras classificadas como *apatita flogopitito* e três amostras como *anatásio flogopitito* (Figura II.24). É provável que os protolitos dessas rochas sejam equivalentes aos piroxenitos/dunitos.

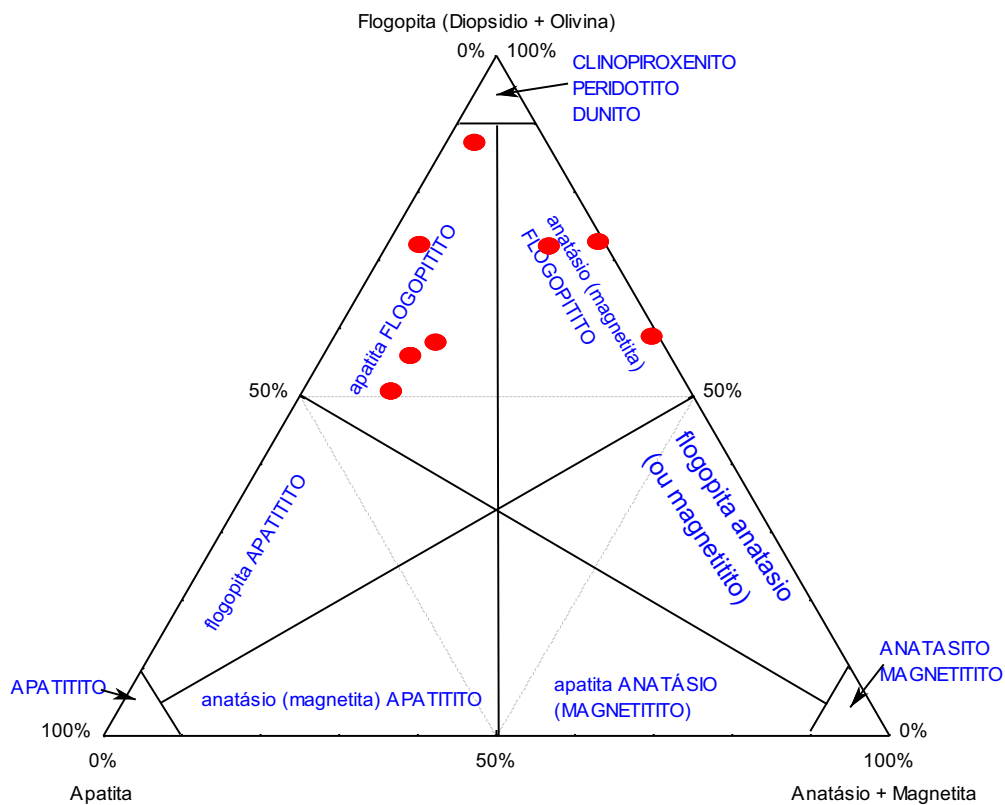


Figura II.24. Classificação das amostras analisadas neste trabalho.

Subgrupo c: brechas magmáticas tardias

As brechas magmáticas no complexo carbonatítico Catalão I foram primeiramente estudadas na região da frente 04 da lavra de apatita da Fosfertil por Araújo (1996) que as denominou de brecha carbonatítica. Posteriormente constatou-se uma multiplicação destas ocorrências por todo o domo, tanto em afloramentos gerados pela mineração de fosfato como em testemunhos de sondagens. Estas rochas, caracterizadas como um evento tardio do complexo, possuem como característica principal uma matriz flogopítica ou às vezes carbonatítica sustentando xenólitos de diversas composições, incluindo carbonatito, foscorito, piroxenito, flogopitito e dunito. Segundo Araújo (1996) a matriz da brecha é constituída por flogopita, calcita, dolomita, clinohumita, magnetita, perovskita, ilmenita, cromita e olivina. Seus xenólitos e/ou fragmentos cognatos variam de arredondados a angulosos com diâmetros milimétricos a decimétricos. Sua coloração varia do cinza ao preto, as variedades mais claras ricas em carbonato e as mais escuras ricas em magnetita, flogopita e olivina. Localmente glóbulos subcirculares de calcita entre 0.1 e 3 mm chegam a constituir 16% da matriz. A composição modal obtida por analisador de imagens em amostra de testemunho digitalizada, abstraindo-se os xenólitos e xenocristais, apresentou o resultado da Tabela II.5.

Tabela II.5. Composição modal da matriz da brecha magmática rica em glóbulos calcíticos

Mineral	Pixels	%
Glóbulos de Calcita	34281	16,30
Magnetita	13912	6,61
Flogopita	162032	77,07
Pontos totais	210225	100

As brechas formam corpos semicirculares de tamanhos diversos, variando de alguns metros até 200 metros de diâmetro cortando os flogopititos (piroxenitos e dunitos), foscoritos e carbonatitos. Entretanto, uma última fase carbonatítica na forma de veios milimétricos a centimétricos corta todos os litotipos inclusive as brechas. Inicialmente imaginou-se que estes corpos estavam posicionados na forma de diques tabulares (Araújo, 1996) mas recentemente a Fosfertil (Brod, 2003) realizou trabalhos de mapeamento geológico na área de mina, onde se definiu o modo de ocorrência e a frequência de distribuição destas rochas

(Figuras II.25 e II.26). Neste mapeamento as brechas mostram uma tendência ou preferência de se instalarem entre corpos de foscoritos e carbonatitos, cuja geometria em conjunto com os corpos arredondados tipo pipe das brechas sugerem um *emplacement* do tipo *cone sheet*.

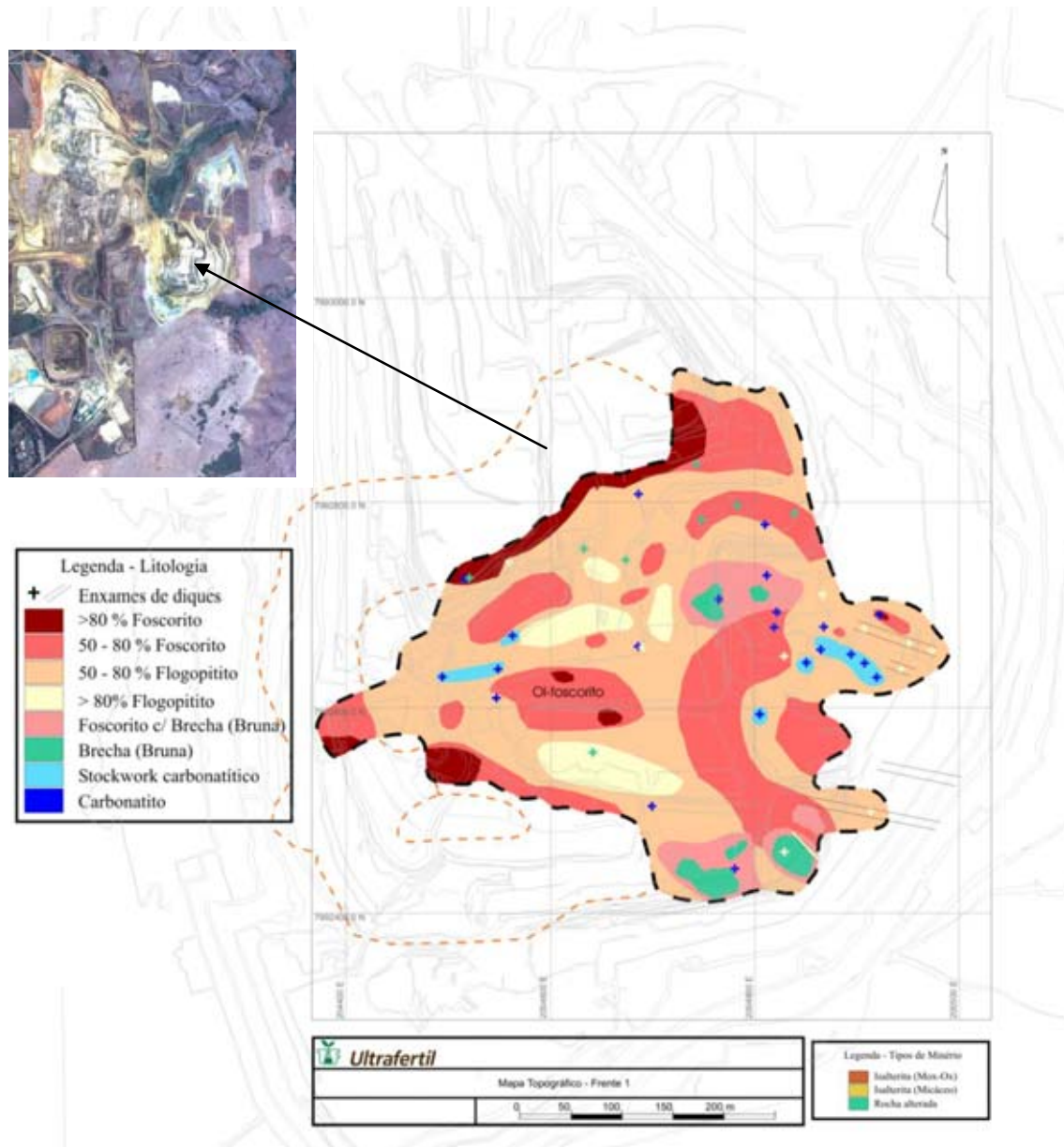


Figura II.25. Mapa litológico do substrato da mina de fosfato frente 1.

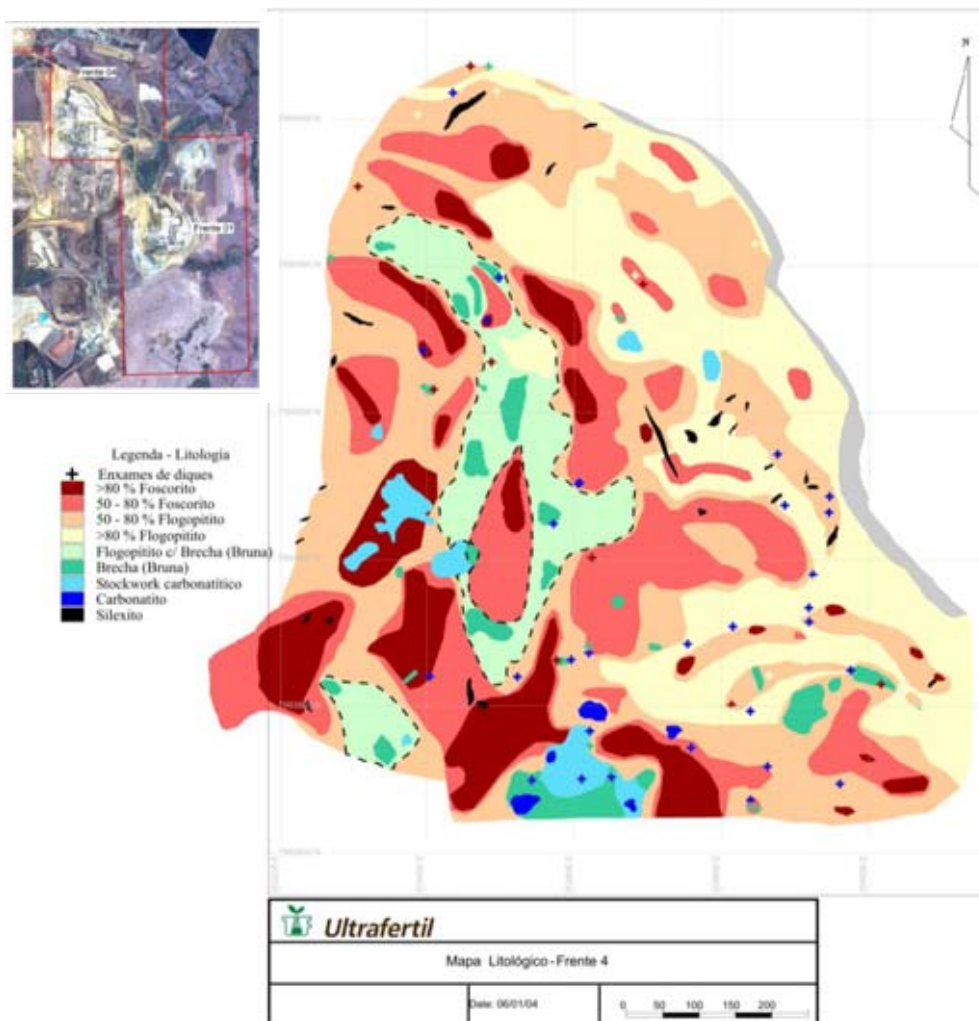
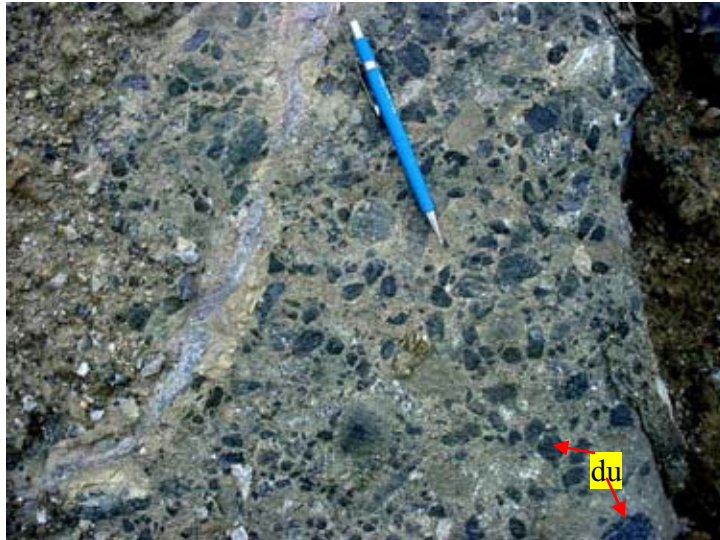
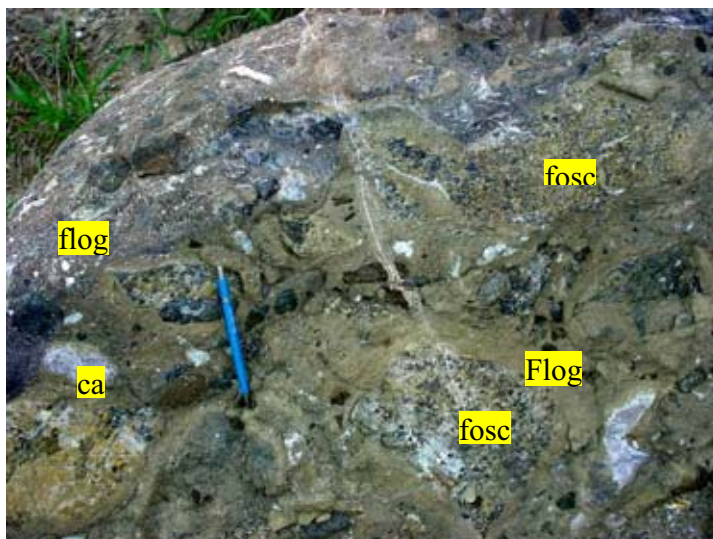


Figura II.26. Mapa litológico do substrato da frente de lavra 4.

Os afloramentos da brecha carbonatítica são mostrados nas Figuras II.27 e II.28 onde se destacam os xenólitos de dunito, carbonatito, foscorito e flogopitito dispersos numa matriz flogopitítica com glóbulos de carbonatito.



A



B

Figura II.27. Afloramento situado na cava da lavra de fosfato no local denominado frente 4. A) xenólitos arredondados de dunito (du) em matriz flogopitítica; B) fragmentos de carbonatito (ca) e foscortitos (fosc) em matriz flogopitítica (flog) carbonatada com glóbulos de calcita.

A Figura II.28 mostra testemunhos de sondagem representantes destas rochas, onde são destacadas as feições acima descritas



Figura II.28. **A** e **B** mostram testemunhos de sondagens CCR-F1-08&02 e CCR-F1-11&02 com xenólitos de flogopitito, arredondados e angulosos suportados por uma matriz fina carbonatítica. No testemunho **B** observa-se que os xenólitos angulosos de carbonatito são dominantes sobre os xenólitos arredondados de flogopitito e dunito. A matriz que suporta os fragmentos apresenta cores variando de cinza a preto e sua composição é flogopítica. Localização: Figura anexo 01.

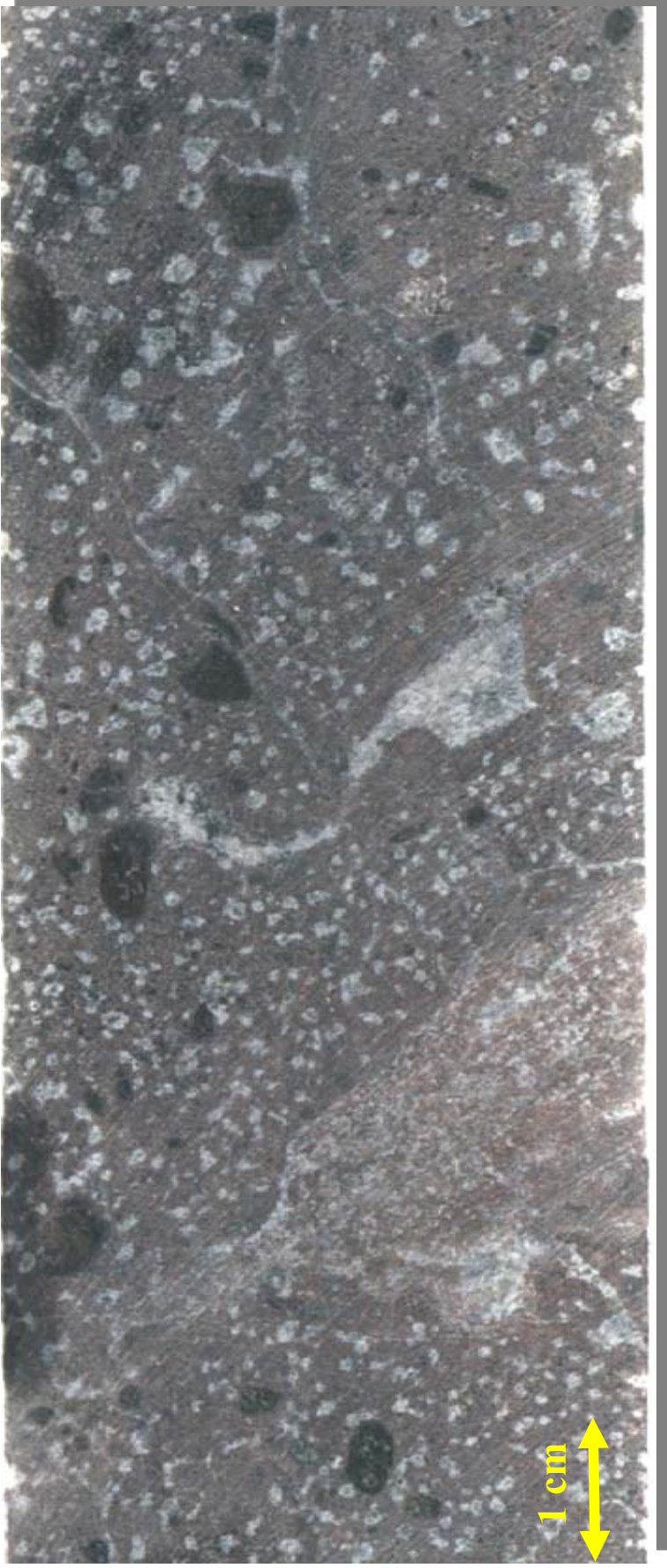


Figura II.29. Amostra de testemunho da brecha com glóbulos de calcita dispersos na matriz flogopítica. Os xenólitos pretos são de dumito e mancha mais clara em A é um foscorito. Furo de sonda 21/09 (Mapa de situação Figura II.125 nos anexos)..

Petrografia Microscopia ótica

Muito dos minerais que compõem a matriz da brecha podem ser xenocristais produto da cominuição sofrida pelos xenólitos de diversos tipos de rochas durante seu transporte. A flogopita que constitui o principal mineral da matriz é anédrica a subédrica impondo uma textura equigranular. Segundo Araújo (1996) as dimensões deste mineral variam entre <0.1 e 0.6 mm.

A Figura II.30 apresenta feições gerais da flogopita da matriz da brecha em associação com magnetita e glóbulos calcíticos. Calcita e dolomita ocorrem de forma intersticial como agregados formando glóbulos arredondados de diâmetro variando entre 0.1 e 0.3 mm destacando-se na matriz quando sua quantidade supera 10%. As Figuras II.31 e II.32 mostram a relação entre a flogopita e os glóbulos e como a flogopita se aloja na superfície dos glóbulos. As Figuras II.33 a II.34 mostram outros detalhes dos glóbulos de calcita.

Figura II.30. Aspecto geral da matriz da brecha com textura equigranular, comum nos flogopititos magmáticos. Além da flogopita também se destacam a magnetita e glóbulos de calcita amalgamados. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996).

Figura II.31. Aspecto geral da matriz da brecha com destaque para os carbonatos intersticiais formando glóbulos e para os pseudomorfos de olivina flogopitizados. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996)

Figura II.32. Detalhe da interação entre glóbulo de calcita e flogopita. Observe as placas de flogopita alojadas paralelamente a superfície do glóbulo. Os carbonatos também ocorrem nos interstícios entre as placas de flogopita em associação com a magnetita. Escala: 1cm = 0.071mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996). Localização: Figura anexo 01.

Figura II.33. Glóbulos de calcita em matriz flogopítica da brecha. Também se destacam os grãos de olivina com bordas oxidadas (oliv) e as lamelas de flogopitas envelopando os glóbulos de calcita (cc). Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996).

Figura II.34. Detalhe dos glóbulos de calcita destacando sua esfericidade e o fenômeno de coalescência entre glóbulos formando uma figura tipo ampulheta. Escala: 1cm = 0.075mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996).

Figura II.35. Matriz flogopítica com xenocristais de olivina oxidada e glóbulos de calcita. Escala: 1cm = 0.24mm. Lâminas delgadas gentilmente cedidas por Araújo (1996)

Localização: Figura anexo 01

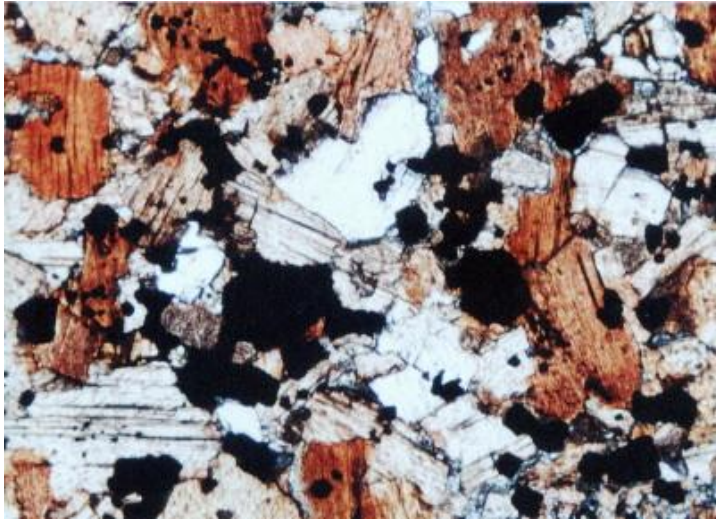


Figura II.30

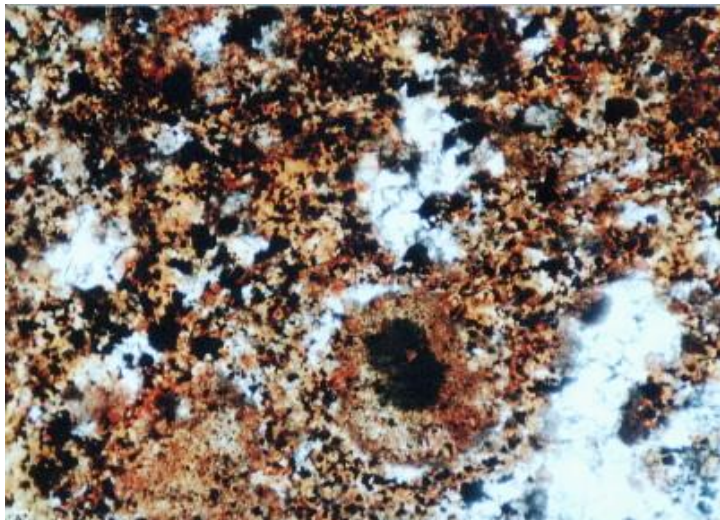


Figura II.31

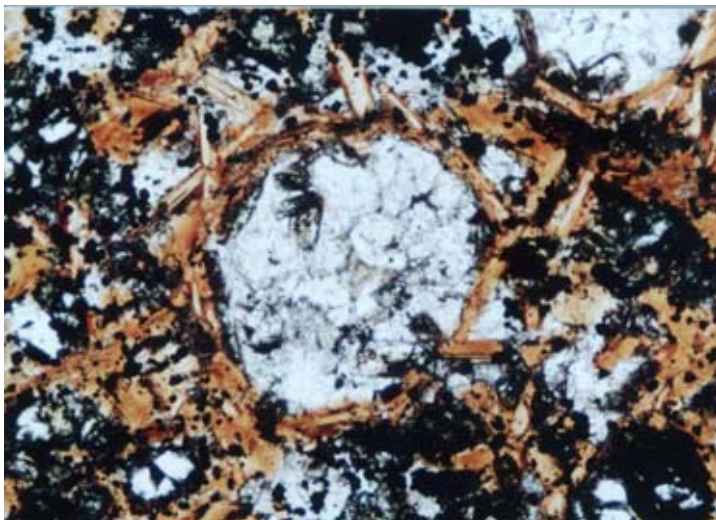


Figura II.32

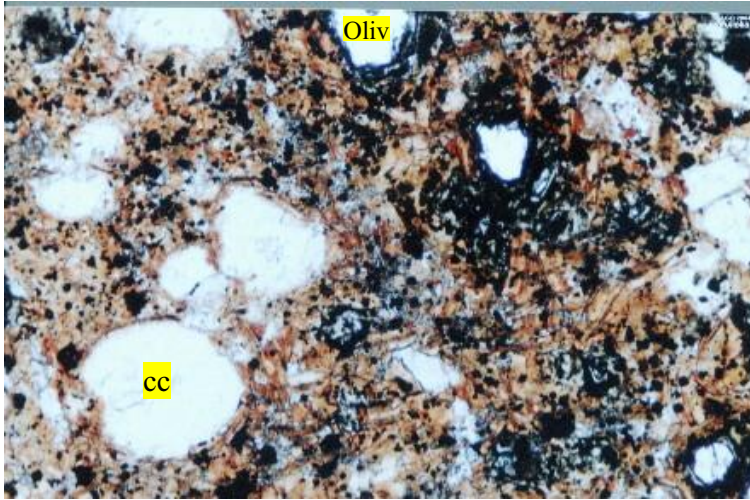


Figura II.33

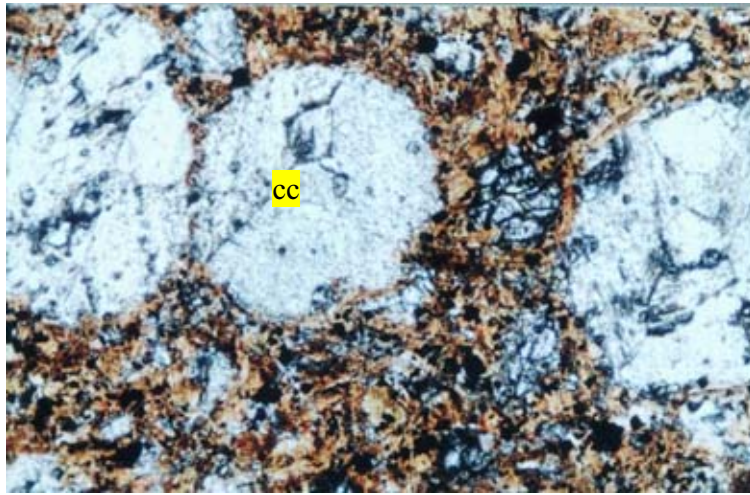


Figura II.34

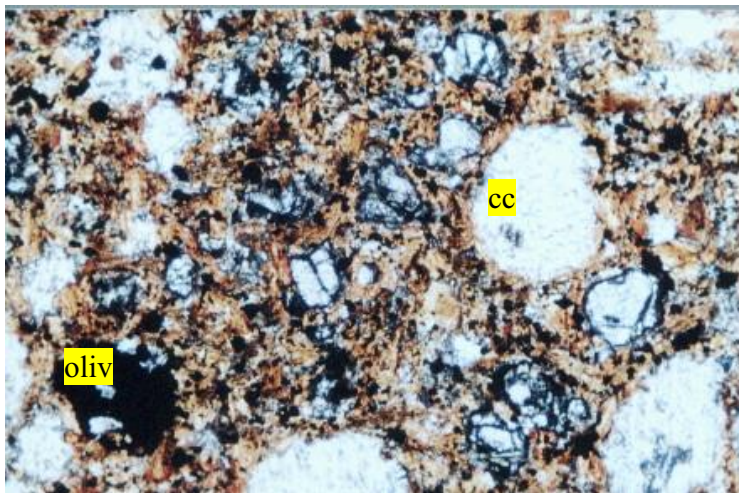


Figura II.35

Discussão

O subgrupo das brechas apresenta características de fundamental importância para o conhecimento do magmatismo no Complexo Carbonatítico Catalão I. A primeira diz respeito ao tipo petrológico da matriz que sugere tratar-se de rocha precoce ou primária na linha de evolução magmática do complexo. Brod (1999) e Brod *et al.* (2001) definiram rochas, denominadas de flogopita-picrito, que ocorrem com diques no Complexo de Tapira e também em outras localidades da APIP, como sendo a rocha mais primitiva dos complexos carbonatíticos da província. Tais rochas consistem de fenocristais de olivina imersos numa matriz rica em flogopita e carbonatos. Em Catalão, a matriz da rocha denominada Brecha Carbonatítica por Araújo (1996), apresenta características composicionais e texturais semelhantes ao flogopita-picrito de Brod (1999). A matriz desta brecha é flogopítica, com fenocristais de olivina, carbonatos intersticiais e glóbulos de calcita. Com relação aos fenocristais, dúvidas ainda persistem, pois segundo Araújo (1996) tais cristais de olivina provavelmente seriam xenocristais derivados da cominuição de xenólitos ou fragmentos cognatos de dunito. Esta afirmação se fundamenta na análise de algumas olivinas que mostram continuidade ótica entre grãos próximos e bordas de reação com a matriz flogopítica sugerindo que o mineral não está em equilíbrio com o líquido. Entretanto, o autor observou que em todos os casos onde a olivina apresenta bordas de reação existe um veio de carbonatito relacionado, indicando claramente o efeito metassomático do veio sobre o cristal de olivina (Figura II.36).

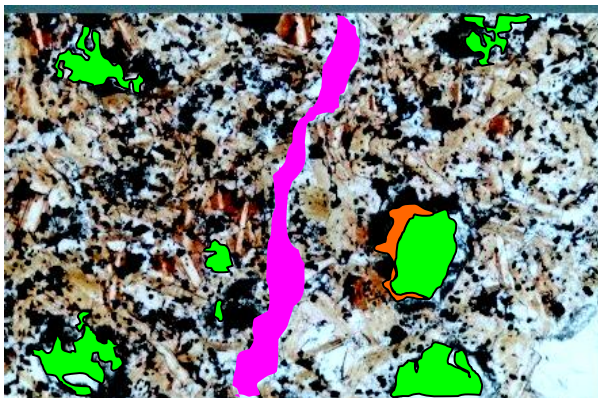


Figura II.36. Relação entre veio carbonatítico (lilás) e fenocristais de olivina em matriz flogopítica. Observe que a aureola de oxidação (preta) e flogopitização (laranja) da olivina (verde) apresenta-se voltada para o veio carbonatítico indicando o sentido do front metassomático. Escala 1cm= 0.20mm.

Uma segunda característica relevante se refere ao fato de que brechas contêm xenólitos de praticamente todos tipos petrográficos presentes no complexo. Araújo (1996) identificou ali restos de dunitos, piroxenitos, flogopititos, foscoritos, carbonatitos sovíticos e berforsíticos.

Finalmente, uma terceira importante feição são os glóbulos de calcita dispersos por toda matriz. Araújo (1996) descreveu estes glóbulos, sugerindo duas hipóteses para sua origem; na primeira, os glóbulos seriam formados pela cominuição dos fragmentos de carbonatito; na segunda, seriam originados a partir de núcleos de líquido carbonatítico imiscível. A ocorrência de diopsídio fino euédrico incluso na calcita seria um fato a favor última hipótese, porque sendo esta fase mineral não estável na matriz e não encontrada nos carbonatitos favorece a interpretação de dois líquidos distintos.

Outro ponto importante, observado no decorrer do presente trabalho é a ausência de mineralizações associadas à brecha, diferentemente das litologias mais evoluídas do complexo, onde existe uma nítida associação com o grau de evolução magmática e mineralizações. Aparentemente, as mineralizações do complexo estão relacionadas ao processo de diferenciação magmática seja por acumulação de cristais ou por concentração como líquido residual ou fluidos carbo/hidrotermais tardios. Já as rochas mais primitivas, como ultramáficas flogopitizadas, flogopita picrito e brechas, pelo menos neste estágio, não apresentam condições de concentração para formação de depósitos econômicos. Deste ponto de vista, a diferenciação magmática é um fator condicionante nas mineralizações do complexo.

2.1.2 Série foscorítica.

Aspectos gerais

De acordo com a classificação da União Internacional de Ciências Geológicas foscorito é uma rocha ígnea composta por magnetita, olivina e apatita normalmente associada com carbonatitos. O termo foscorito é um mnemônico derivado do nome **Phosphate Development Corporation** de rochas do Complexo de Palabora, África do Sul (Russel *et al.*, 1954 em Yegorov, 1993).

Segundo Krasnova *et al.* (2004) os foscoritos apresentam-se identificados em somente 21 localidades em todo mundo, contra cerca de 500 ocorrências de carbonatitos conhecidas.

Yegorov (1993) propôs uma nova classificação para os foscoritos com base no conteúdo modal de apatita, magnetita e olivina, que faz destas rochas uma série heterogênea, mas de fácil identificação, a não ser quando compostas quase só por olivinas caso em que a rocha pode ser confundida com dunitos da série silicática. Entretanto, Lapin (1979); Egorov (1992); Yegorov(1993) e Krasnova *et al.* (2004) citam exemplos onde existem variedades de foscoritos com mica e/ou clinopiroxênio no lugar da olivina. O foscorito de Seblyarvr e Turiy Mys (KAP) são exemplos de foscorito contendo clinopiroxênio como diopsídio e aegerina no lugar da olivina (Lapin, 1979; Bulakh e Ivanikov, 1984) e no Complexo de Sokly ocorrem rochas foscoríticas compostas por magnetita, apatita e flogopita (Lee *et al.*, 2004).

Krasnova *et al.* (2004) considerando as similaridades entre foscorito contendo forsterita e as variedades contendo diopsídio nos recomenda a extensão da atual definição de foscorito como se segue: “Foscoritos são rochas plutônicas ultramáficas consistindo de magnetita, apatita e um dos silicatos, forsterita, diopsídio ou flogopita”.

O grupo aqui denominado de série foscorítica consiste de rochas compostas por olivina e/ou pseudomorfos da olivina flogopitizados, flogopita, apatita e magnetita. Estão presentes por toda a área, mas com maior expressão junto à parte central do domo, entre a zona carbonatítica que domina o centro e a zona de predominância ultramáfica nas bordas do domo. Conseqüentemente ocorre um aumento da apatita e magnetita da borda para o centro do complexo. Os foscoritos ocorrem como veios, diques, pequenos bolsões e plugs cortando diversos tipos de rochas desde as silicáticas até as carbonatíticas. É um evento magmático independente, tanto pelas suas características mineralógicas como pelas suas relações de contato com as outras unidades.

Araújo (1993) e Baecker (1983) identificaram somente o tipo mais rico em olivinas em Catalão I, tendo Araújo (1996) utilizado a química mineral das olivinas para distinguir este tipo de rocha foscorítica dos dunitos francos. Segundo Araújo (1996), somente determinando o teor de Ni e Mn da olivina é possível discriminar entre olivinitos da série foscorítica e dunitos. Nos dunitos, o teor de Ni em olivina normalmente situa-se

acima de 0.30%, com média de 0.5 - 0.55%, enquanto que nos foscoritos a olivina tem Ni abaixo de 0.30% com média de 0.15%. Segundo Deer *et al.* (1982) o Mn normalmente não excede 0.30% na olivina. Em olivina de foscoritos, entretanto, teores de Mn acima de 0.30% são característicos.

A importância da série foscorítica é tanto petrológica, quanto econômica. Em Catalão estas rochas são responsáveis em grande parte pelas duas grandes jazidas em exploração: de apatita e nióbio. As primeiras classificações adotadas para foscoritos de Catalão I por Baecker (1983) e Araújo (1996), com base no modelo de Yegorov (1993), deram demasiada importância ao mineral olivina em relação a magnetita e apatita. Como consequência, somente os termos ricos em olivina modal foram consideradas como rochas da série foscorítica e foram interpretados como um produto do metassomatismo que atingiu todas as rochas do complexo que transformou a maior parte das olivinas em flogopitas. Neste trabalho, o autor seguirá a classificação proposta por Yegorov (1993) adaptada as considerações de Krasnova *et al.* (2004) onde o vértice superior do triângulo é introduzido é substituído por um dos silicatos presentes, olivina, diopsídio ou flogopita.

As relações de contato com as encaixantes e o aspecto geral das rochas da série foscorítica são apresentados a seguir, a partir de amostras de testemunhos de sondagens. Para ilustrar os tipos petrográficos da série foscorítica, no Complexo de Catalão I, amostras de testemunhos de sondagens serrados e digitalizados foram submetidas a um analisador de imagens para determinação da composição modal. As amostras discutidas a seguir representam uma coleção dos principais tipos de foscoritos encontrados. Em todas as amostras realizou-se a contagem modal dos minerais apatita, magnetita e olivina/flogopita para uma melhor representatividade areal, e os dados obtidos foram plotados no gráfico ternário de Yegorov (1993) para um ensaio classificatório. A identificação de cada fase mineral foi acompanhada com o estudo de lâminas delgadas sob microscópio e amostras macroscópicas sob lupa binocular. Esta primeira abordagem forneceu uma idéia dos tipos petrográficos ali presentes permitindo uma pré-classificação destas rochas assim como a determinação dos tipos dominantes.

Descrição das amostras e análise modal

A amostra am29 (Figura II.37) é uma rocha da série foscorítica composta por dois tipos: a) uma parte mais grosseira e clara no canto esquerdo inferior e direito superior composta por apatita, magnetita, flogopita e carbonatos. b) uma parte central fina (dique?), cinza-marron, composta por flogopita fina, apatita, magnetita e carbonato.

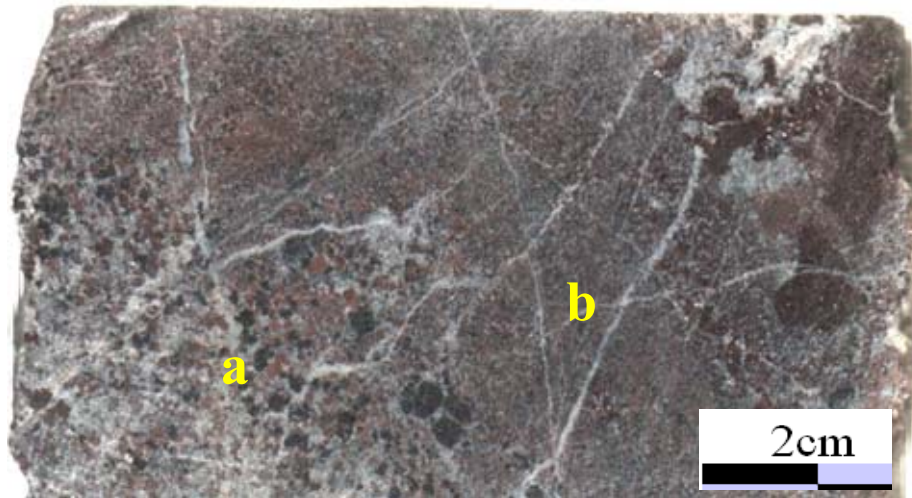


Figura II.37. Amostra am29. Testemunho de sondagem furo 63/34 110 metros representando rochas da série foscorítica de ocorrência generalizada no complexo. Em (a) foi realizada uma análise modal que permitiu sua classificação com um flogopita apatitito. Em (b) a análise modal a classifica como um foscorito sensu strictu. Localização: Figura anexo 01.

A composição modal simplificada é apresentada na Tabela II.6 onde a porção (a) foi classificada como um flogopita apatitito; e (b) como um foscorito rico em flogopita.

<i>Tabela II.6. Amostra am29 (a) representante do furo de sonda 63/34 coletada no nível 110 metros</i>		
Mineral	Numero de pixels	% pixels
Flogopita	[10426]	13.93
Apatita	[63320]	84.60
Magnetita	[1098]	1.46
Total	[74,844]	100
Amostra am29 (b)		
Mineral	Numero de pixels	% pixels
Magnetita	[19986]	12.49
Apatita	[65030]	40.64
Flogopita	[74984]	46.86
Total	[160,000]	100

A amostra 95sa (Figura II.38) é um testemunho de sondagem representando vários tipos da série foscorítica cortados por carbonatito magnésítico rico em monazita, que comumente ocorre na região do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca, nas partes leste e sul do complexo. Trata-se de uma rocha composta essencialmente por flogopita ± apatita ± magnetita e carbonatos. Sua granulação varia de fina a média, com zonas ricas em fenocristais de flogopita. A rocha é cortada por um enxame de veios e micro veios de carbonatito dolomítico que lhe impôs uma textura micro-bandada com sinais de intenso metassomatismo sobre os minerais pré-existentes.

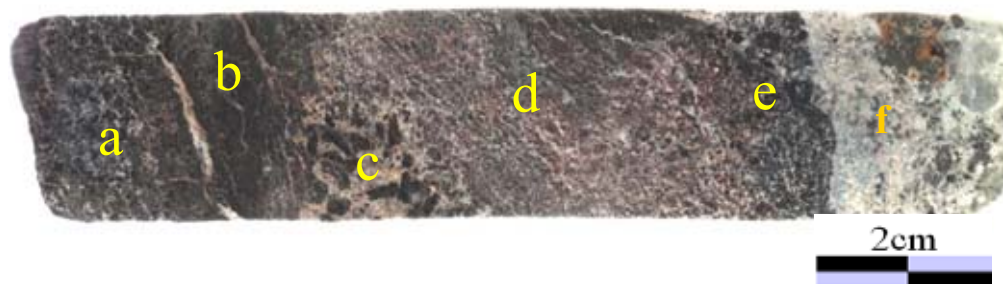


Figura II.38. Amostra 95sa é um testemunho de sondagem furo 95/96/37/38 comum na região sul do complexo. Em (a) foi realizada uma análise modal que permitiu sua classificação com um flogopita apatitito. Em (b) a análise modal revelou um foscorito. Em (c) um nelsonito, em (d) um apatita flogopitito metassomático e em (e) um flogopita apatitito. Na extrema direita (f) ocorre um dique de carbonatito magnésítico com monazita e pirita. Localização: Figura anexo 01.

Para efeito de contagem modal este testemunho foi dividido em quatro unidades em função de sua mineralogia e granulometria. Os resultados da análise modal obtida com imagem digitalizada e um programa de análise de imagens são apresentados na Tabela II.7 abaixo.

<i>Tabela II.7. Amostra 95sa</i>		
Mineral	Número de pixels	% pixels
Porção a		
Magnetita	11489	7.18
Apatita	79493	49.68
Carbonato	6570	4.10
Flogopita	62448	39.03
Total	[160,000 pontos]	100
Porção b		
Magnetita	8564	22.63
Flogopita	22964	60.70
Apatita	6302	16.65
Total	[37,830 pontos]	100
Porção c		
Flogopita	50422	31.51
Magnetita	9432	5.89
Apatita	100146	62.59
Total	[160,000 pontos]	100
Porção d		
Flogopita	92222	57.63
Apatita2	62479	39.04
Magnetita	5299	3.31
Total	[160,000 pontos]	100
Porção e		
Magnetita	9264	16.69
Apatita	28676	51.68
Flogopita	17540	31.61
Total	[55,480 pontos]	100

A amostra am46 (Figura II.39) é uma rocha composta essencialmente por pseudomorfos de olivina flogopitizados \pm flogopita \pm apatita \pm magnetita e carbonatos que ocorre por todo o complexo, em maior ou menor quantidade. A flogopita tem granulação grossa e o carbonato e apatita são de granulação fina. Os pseudomorfos de olivina revelam uma textura de acumulação sustentada por uma matriz de apatita e carbonato. Veios e microveios de carbonatito dolomítico cortam toda seqüência.

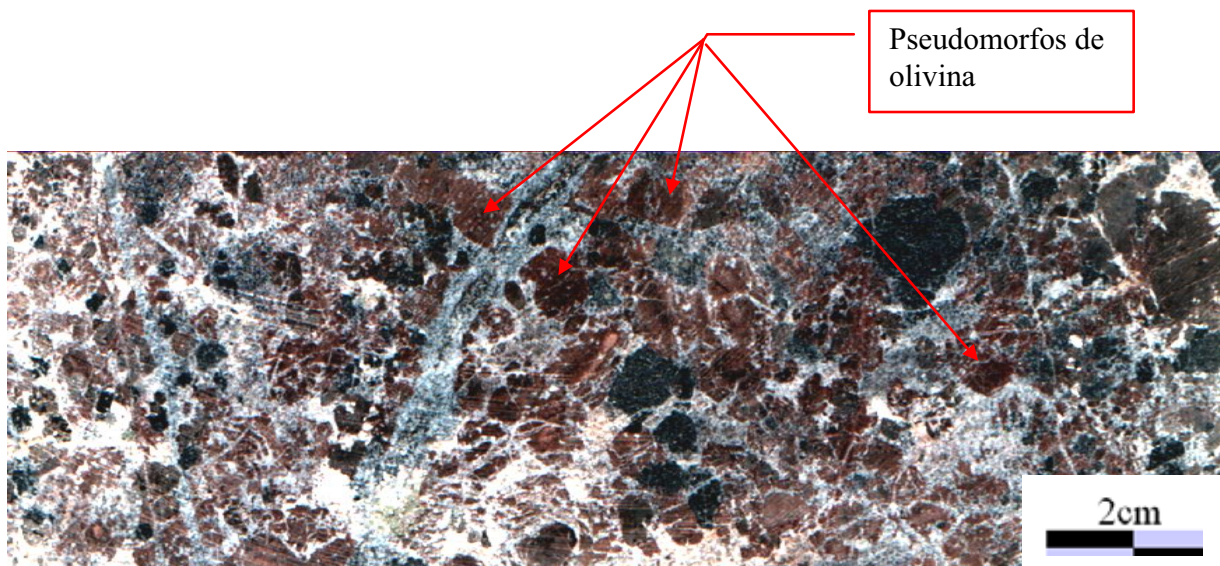


Figura II.39. Testemunho da amostra am46 coletada do furo 57/37 na profundidade de 112 metros.. As flogopitas arredondadas sugerem pseudomorfos de olivina. Localização: Figura anexo 01.

Como nos exemplos anteriores, procedeu-se à contagem modal através de imagem digitalizada cujos resultados são apresentados na Tabela II.8.

Tabela II.8. Composição modal dos constituintes principais da amostra am46

Mineral	Número de pixels	% de pixels
Flogopita	504374	58.01
Magnetita	83999	9.66
Apatita	281087	32.32
Total	[869,460]	100

A amostra 95k (Figura II.40) é parte de um testemunho de sondagem coletado na região da Lagoa Seca, no sul do complexo. Trata-se de uma rocha semelhante à am46, composta por pseudomorfos de olivina flogopitizados \pm flogopita \pm apatita \pm magnetita e carbonatos.



Figura II.40. Amostra 95k. Testemunho de sondagem furo 95/96/37/38 da região da Lagoa Seca para ilustrar variedades de rocha da série foscoritica. Apesar de intensamente flogopitizada nota-se ainda pseudomorfos de olivina que comprovam sua filiação com a série foscoritica. As massas na cor marrom arredondadas são pseudomorfos de olivina cumulus e as manchas brancas são as apatita intercumulus. A quantidade de magnetita é restrita a 5%. Localização: Figura anexo 01.

Os pseudomorfos de olivina mais a apatita e magnetita foram contabilizados por análise modal a partir de imagem digitalizada (Tabela II.9) que a classifica como foscorito rico em apatita conforme proposição de Yegorov (1993).

Mineral	Número de pixels	% de pixels
Flogopita	231534	45,95
Magnetita	23411	4,64
Apatita	248916	49,40
Total	[503,861]	100

A amostra am38 (Figura II.41) de testemunho de sondagem da frente de lavra 01, próximo à Lagoa Seca é outro exemplo de rocha da série foscorítica, e pode ser classificada como foscorito rico em apatita. Como nos exemplos anteriores, apresenta pseudomorfos de olivina flogopitizados \pm flogopita \pm apatita \pm magnetita e carbonatos como os constituintes principais. Sua granulação grossa é dada por agregados de flogopita substituindo olivina. Os pseudomorfos de olivina revelam uma textura de acumulação sustentada por uma matriz de apatita e carbonato.



Figura II.41. Amostra am38. Testemunho de sondagem furo 69/40 localizado na frente 01. A massa branca é composta por apatita e carbonato e os minerais de cor marrom avermelhado são pseudoformos de olivina flogopitizados. Localização: Figura anexo 01.

A contagem modal dos principais minerais identificados na Figura II.41 é apresentada na Tabela II.10.

Mineral	Número de pixels	% de pixels
Magnetita	22072	9.00
Flogopita	81287	33.16
Apatita	141709	57.82
Total	[245,068]	100

A amostra am16 (Figura II.42) é um exemplo de dique de foscorito cortando uma rocha ultramáfica rica em anatásio e perovskita. Esta rocha em associação com foscoritos ocorre por todo flanco leste-sul do complexo. O foscorito, situado na porção esquerda da foto e representado por uma cor esbranquiçada é composto por pseudomorfos de olivina \pm apatita \pm magnetita e carbonatos. A rocha da porção direita da foto é composta de anatásio \pm flogopita e magnetita. Ambas são cortadas por veios carbonatito dolomítico de pelo menos duas gerações, assim como veios de apatitito. Os pseudomorfos de olivina são subcirculares, formando aglomerados numa matriz de carbonatos e apatita. A granulação grossa é dada pela flogopita e o carbonato e apatita tem granulação fina. Os pseudomorfos de olivina revelam uma textura de acumulação sustentada por uma matriz de apatita e carbonato. Veios e microveios de carbonatito dolomítico cortam toda seqüência.



Figura II.42 Amostra 16 furo 9596/3738 130m. Dique de foscorito cortando rocha ultramáfica flogopitizada rica em anatásio. Localização: Figura anexo 01.

A composição modal da amostra da Figura II. 42 é apresentada na Tabela II.11

<i>Tabela II.11. Contagem modal da amostra 95y [240,012 pontos]</i>		
Mineral	Número de pixels	% de pixels
Flogopita	51162	21.316%
Apatita	182540	76.04%
Magnetita	6310	2.629%

Por fim na Figura II.43 são ilustradas as relações entre flogopitito metassomático foscorito e carbonatito dolomítico.

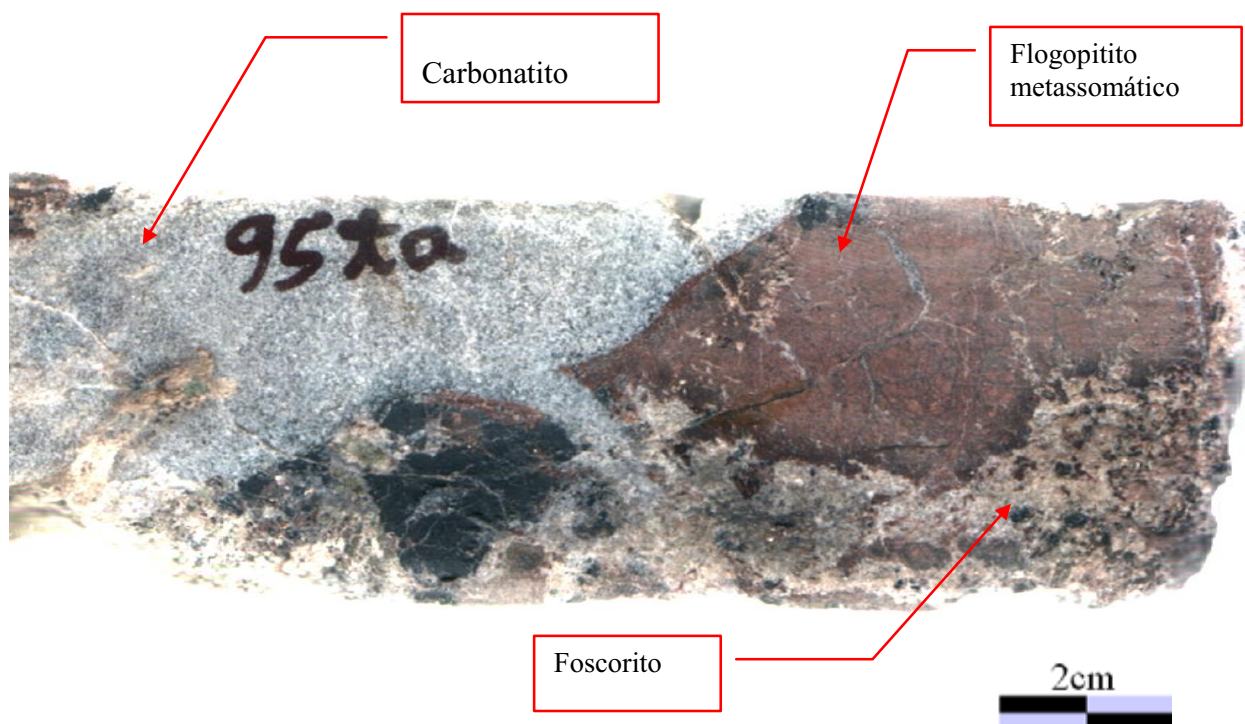


Figura II.43. Amostra 95ta do furo 9596/3738 mostrando relações entre carbonatito dolomítico-flogopitito e foscorito. Enquanto o contato do carbonatito-flogopitito é brusco, o contato flogopitito-foscorito é reacional. Localização: Figura anexo 01.

Observa-se nesta amostra que o flogopitito e o foscorito mostram uma relação de contato cuja morfologia lembra processos de dissolução. O contato entre as duas rochas apresenta reentrâncias de dissolução onde o foscorito penetra e engolfa os flogopititos, ou seja, um contato reacional. Neste local observa-se ainda uma borda milimétrica de magnetita como produto de reação entre as duas rochas. Já o contato com o carbonatito é retilíneo, típico dos veios e diques do complexo. Pelo menos nesta amostra é evidente que as relações entre três as rochas sugere uma seqüência de eventos: flogopitito → foscorito → carbonatito. Entretanto, como será visto no decorrer deste trabalho esta seqüência poderá se apresentar diferente, implicando na dificuldade de estabelecer uma seqüência de evolução única para as rochas do complexo.

As amostras de testemunhos de foscorito descritas e classificadas acima pertencem aos locais do complexo mineralizados em apatita, mas sem pirocloro. O resultado das análises modais deste conjunto, quando plotados no diagrama triangular de

Yegorov (1993) é mostrado na Figura II.44. Outra série de amostras, coletadas em região de foscoritos mineralizados a nióbio e fosfato localizadas em área da Fosfertil contígua as mineralizações de nióbio da Mineração Catalão, foram também submetidas a uma análise modal e os resultados apresentados no diagrama da Figura II.45 em conjunto com as amostras sem nióbio da Figura II.44.

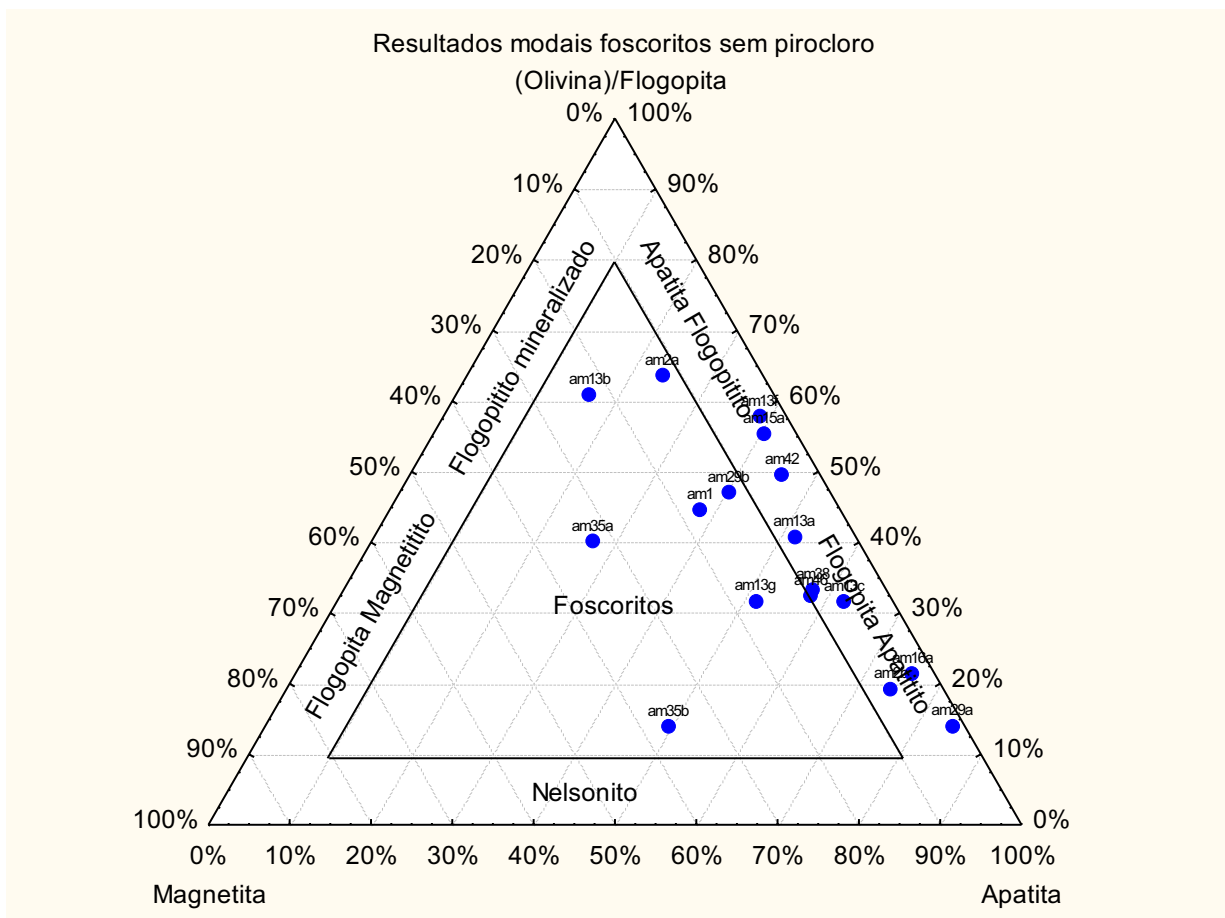


Figura II.44. Amostras de foscorito sem pirocloro plotadas sobre o diagrama triangular de Yegorov (1993).

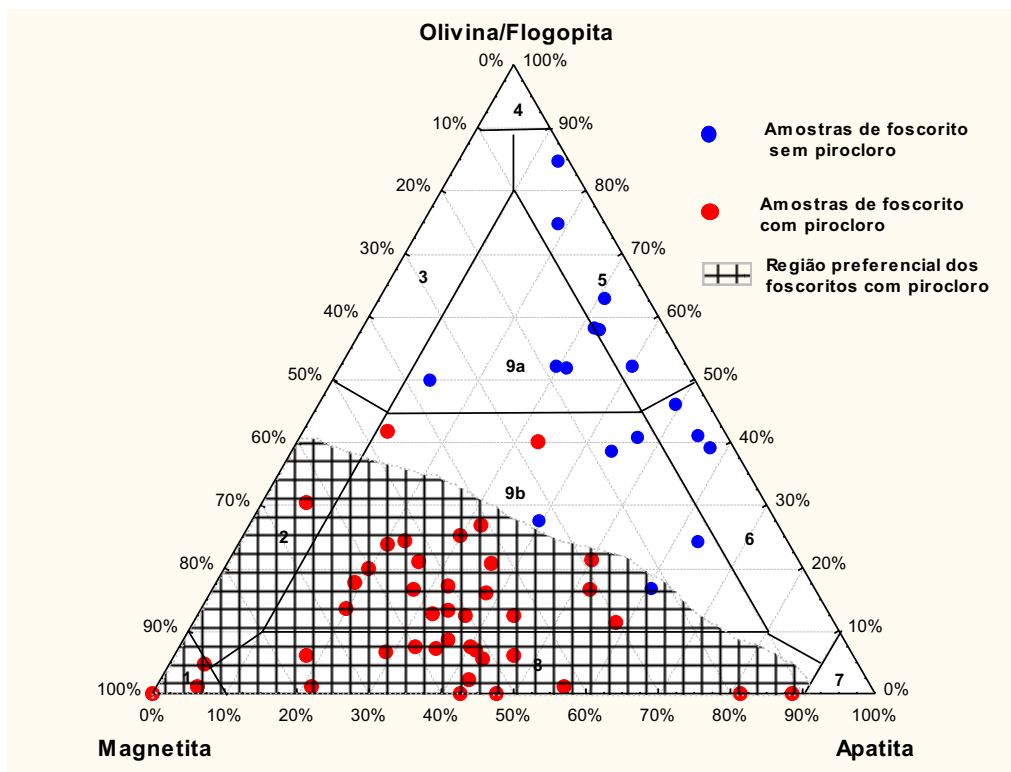


Figura II.45. Amostras de foscorito com pirocloro e sem pirocloro plotadas no diagrama triangular de Yegorov (1993). Observe que existe uma boa discriminação dos dois conjuntos, sendo que as amostras ricas em pirocloro situam-se mais próximas da região dos nelsonitos, enquanto que os foscoritos sem pirocloro possuem uma distribuição entre foscoritos sensu stricto e forsterititos ricos e pobres em apatita. 1= magnetitito. 2=olivina magnetita. 3=forsteritito mineralizado. 4= forsteritito. 5= apatita forsteritito. 6= olivina apatitito. 7= apatitito. 8= nelsonito. 9a = foscorito com muita olivina. 9b= foscorito com pouca olivina..

Uma análise mais apurada dos dados através do emprego de histogramas permite observar que a população rica em pirocloro apresenta um comportamento diferenciado das populações da magnetita, apatita e flogopita/olivina. Na Figura II.46 é apresentado um conjunto de histogramas sobrepostos onde se nota que a curva do pirocloro apresenta-se deslocada e com grau de dispersão muito diferente das curvas dos outros minerais. Através deste histograma é evidente que o nióbio se associa melhor com valores inferiores à média dos outros três minerais.

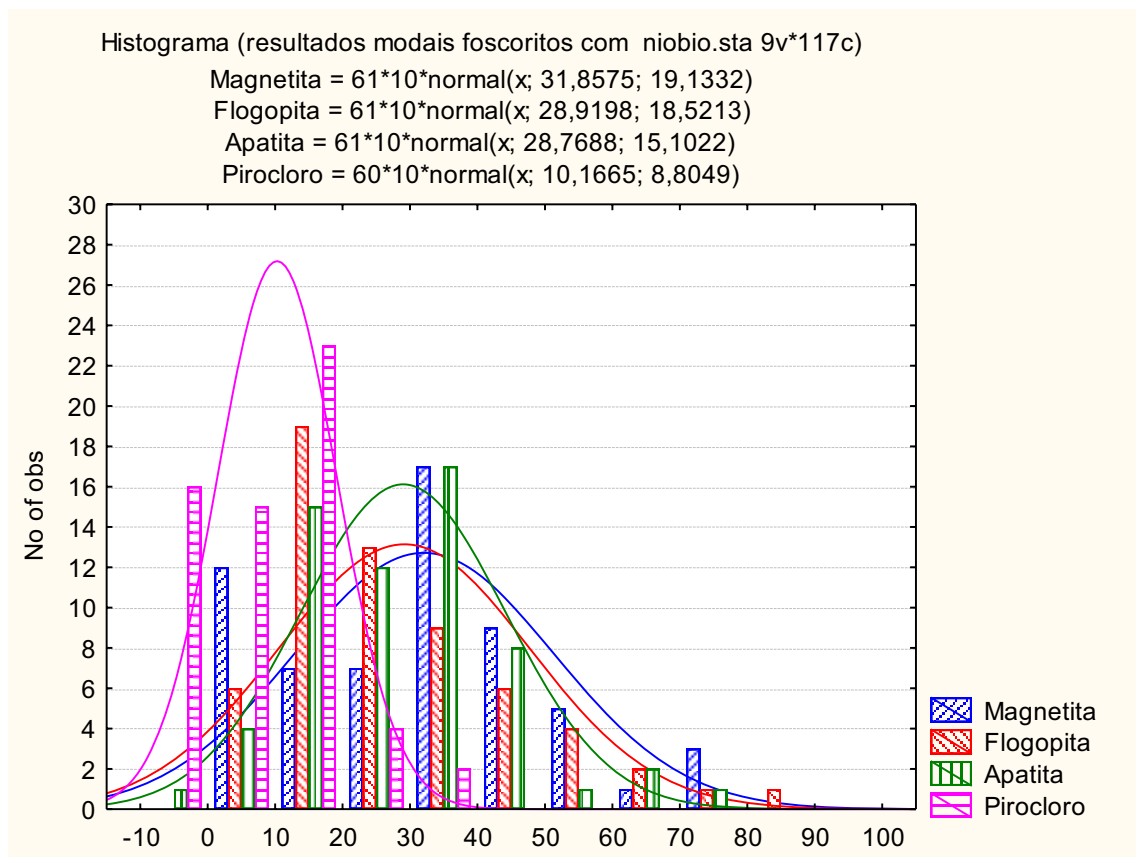


Figura II.46. Distribuição dos dados de análise modais dos foscoritos estudados na região do Complexo Carbonatítico Catalão I.

Para checar a hipótese de bimodalidade das variáveis deste conjunto de dados foram realizados inicialmente testes de normalidade utilizando-se de ferramentas simples da estatística como assimetria e curtose e em seguida foram aplicados testes pelos métodos e análise das curvas Probabilidade-Probabilidade para análise de bimodalidade. A distribuição dos dados numa população normal deveria ser simétrica em torno da média, caso contrário a distribuição é assimétrica. O teste de assimetria mede este desvio da distribuição, determinando se igual ou diferente de zero. A curtose mede a forma da curva se pontiaguda ou achatada, se a distribuição for normal a curtose é zero. A moda é a medida da tendência central, sendo valor que ocorre com maior frequência na população. A Tabela II.12 mostra um sumário estatístico dos dados da população em questão com teste de curtose e assimetria e moda, e a Tabela II.13 apresenta os resultados dos testes de normalidade.

Tabela II.12. Análise estatística dos valores modais dos foscoritos com e sem pirocloro

	Número de casos válidos	Média	Moda	Freq. da moda	Valor mínimo	Valor máximo	Var	Desvio padrão	Assimetria	Curtose
Magnetita	60,00	41,02	Multiplo	2,00	1,46	100,00	609,44	24,69	0,09	-0,57
Flogopita	60,00	23,60	0,00	5,00	0,00	84,60	442,72	21,04	1,02	0,35
Apatita	60,00	34,92	Multiplo	1,00	0,00	88,52	297,53	17,25	0,57	1,08
Pirocloro	58,00	8,49	0,00	16,00	0,00	37,50	59,29	7,70	1,25	2,70

Tabela II.13. Teste da normalidade (resultados modais foscoritos com e sem pirocloro)

	N	max D	K-S	Lilliefors	W	p
Magnetita	60	0,116136	p > .20	p < ,05	0,949497	0,014752
Flogopita	60	0,146605	p < ,20	p < ,01	0,895255	0,000089
Apatita	60	0,064110	p > .20	p > .20	0,971812	0,178835
Pirocloro	58	0,140733	p < ,20	p < ,01	0,879034	0,000033

O teste Probabilidade-Probabilidade produziu gráficos (Figuras II.47, II.48 e II.49) que foram utilizados para avaliar a normalidade da distribuição. Esta avaliação permite identificar como a função teórica acumulativa dos dados se ajusta com a distribuição acumulativa teórica observada. Este teste prático permite evidenciar partes da população que obedecem a uma determinada distribuição, e assim avaliar quantas populações poderiam estar contidas dentro de um conjunto de observações.

Plotagem probabilidade-probabilidade da apatita categorizado pelo pirocloro.
Arquivo utilizado:distribuição modal dos foscoritos com e sem pirocloro

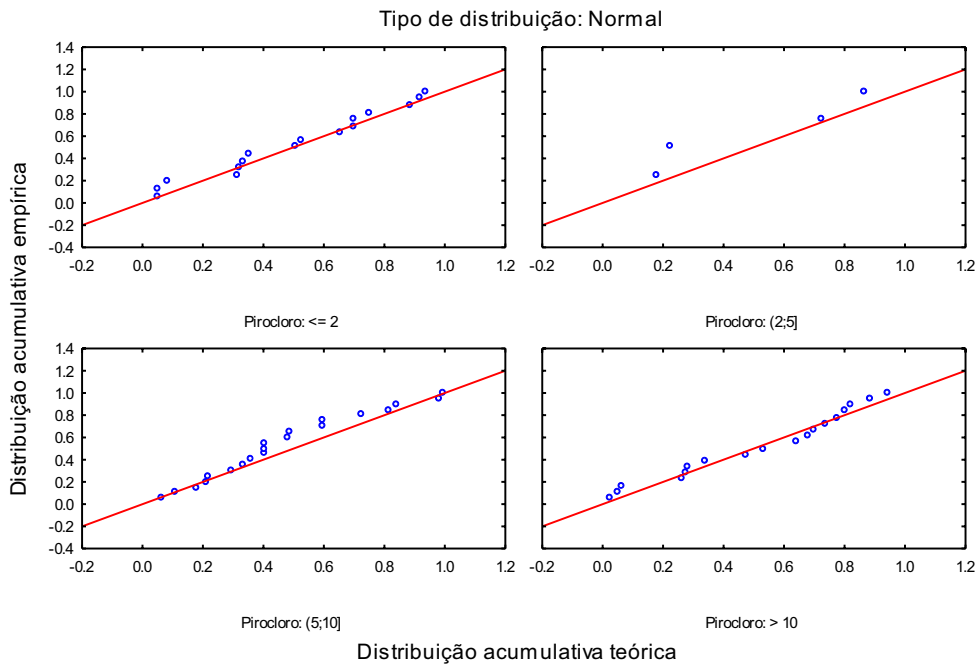


Figura II.47. Gráficos do teste de normalidade Probabilidade-Probabilidade para apatita categorizado para intervalos modais de pirocloro variando de menor do que 2% até maior do que 10%.

Plotagem probabilidade-probabilidade da flogopita categorizado pelo pirocloro
Arquivo utilizado:distribuição modal dos foscoritos com e sem pirocloro

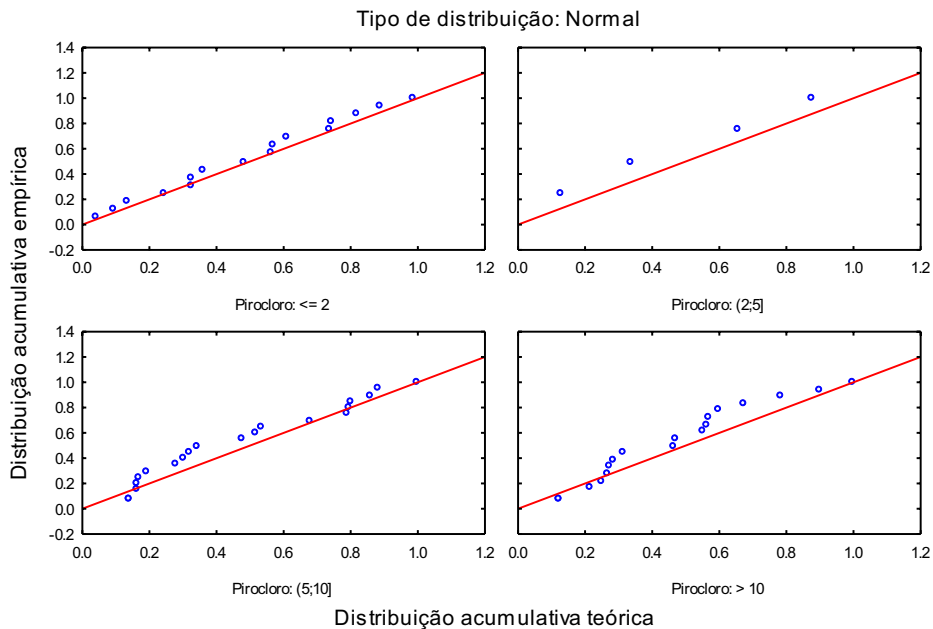


Figura II.48. Gráficos do teste de normalidade Probabilidade-Probabilidade para flogopita categorizado para intervalos modais de pirocloro variando de menor do que 2% até maior do que 10%.

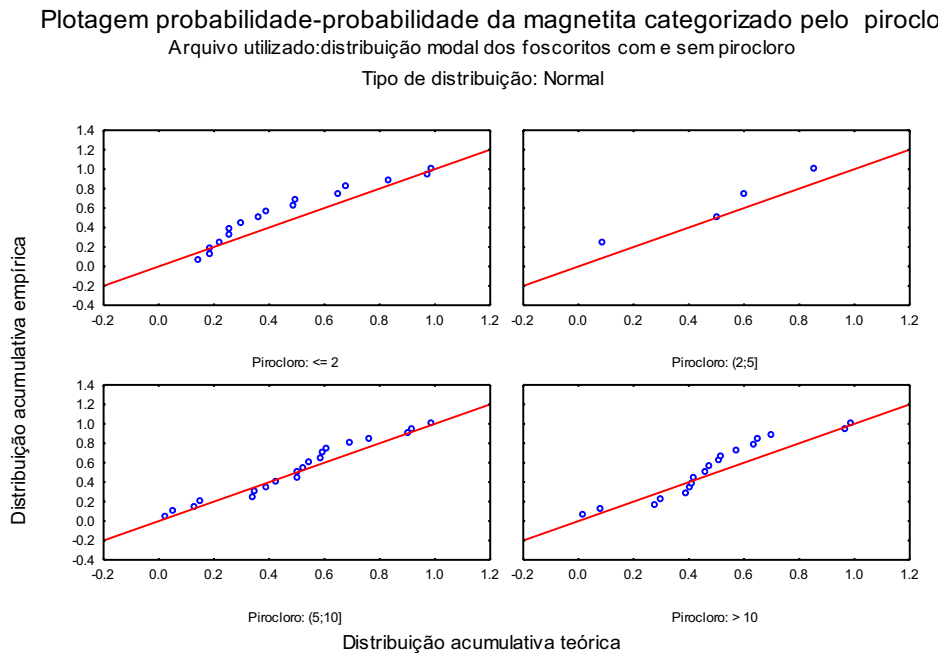


Figura II.49. Gráficos do teste de normalidade Probabilidade-Probabilidade para magnetita categorizado para intervalos modais de pirocloro variando de menor do que 2% até maior do que 10%.

Os gráficos das Figuras II.47 a II.49 testam o comportamento das variáveis apatita, flogopita e magnetita categorizadas por intervalos de contagem modal de pirocloro nas rochas da série foscórica, cujos resultados foram:

✓ Apatita x Pirocloro:

- Para quantidades de pirocloro inferiores a 2% a curva da apatita apresenta-se muito próxima da normalidade;
- Para quantidades de pirocloro >2% e <5% a distribuição é atípica e, portanto não normal;
- Para quantidades de pirocloro >5% e <10% a distribuição não é normal e revela a presença de duas populações;
- Para quantidades de pirocloro >10% a presença de duas populações é evidente.

- ✓ Flogopita (pseudomorfos de olivina flogopitizados) x Pirocloro:
 - Para quantidades de pirocloro inferiores a 2% a curva da flogopita se ajusta perfeitamente com a curva normal;
 - Para quantidades de pirocloro >2% e <5% a distribuição como no caso da apatita é atípica e, portanto não normal;
 - Para quantidades de pirocloro >5% e <10% a distribuição não é normal e revela a presença de várias populações;
 - Para quantidades de pirocloro >10% a presença de várias populações torna-se bem mais evidente.

- ✓ Magnetita x Pirocloro
 - Para todos intervalos de pirocloro observa-se que os pontos de acumulação da magnetita apresentam pelo menos duas populações. Portanto a magnetita é um mineral de características bimodal no âmbito dos foscoritos aqui analisados.

A análise estatística empreendida acima permite concluir que para valores de pirocloro inferiores a 2%, a apatita e a flogopita (derivada do metassomatismo da olivina) possuem uma distribuição normal e que isto implica pertencer a uma mesma população. Já com relação a magnetita, para todos os intervalos de pirocloro analisados, as amostras mostram uma distribuição não normal, o que significa mistura de populações.

Petrografia - Microscopia ótica

O exame das rochas da série foscorítica sem pirocloro sob microscópio ótico mostra que são todas constituídas por olivina ou pseudomorfos de olivina flogopitizados (10-90%), magnetita (1 a 20%) e apatita (1 a 90%). Portanto, são rochas onde os constituintes minerais mostram uma ampla faixa de distribuição, sendo sempre necessária a utilização do diagrama triangular de Yegorov (1993) para classificá-las. Para os foscoritos com pirocloro observa-se a ausência de minerais de olivina ou pseudomorfos da olivina, sendo as flogopitas todas de origem magmática.

Microscopicamente são rochas inequigranulares. A olivina quando ainda presente, ocorre como grãos variando entre 0.1mm a 1mm, anédricos, fraturados sendo quase sempre serpentinizados ou flogopitizados. A magnetita é fina a grossa, variando de 0.01mm até 1 cm, podendo ser desde anédrica até euédrica. Normalmente a magnetita apresenta exsolução de ilmenita em treliça. A apatita mostra ampla variação granulométrica, de muito fina (0.01mm) a grossa, com grãos atingindo facilmente 0.5cm. A flogopita substitui a olivina e quase sempre tem granulação muito fina (0.01mm) subédrica a anédrica e comumente associada a óxidos também muito finos. O pleocroísmo é inverso sem zonação.

As Figuras II.46 a II.57 mostram as principais características mineralógicas e texturais destas rochas.

Figura II.50. Aspecto geral de um foscorigito constituído por 56,60% de apatita, 29,03% de flogopita/olivina e 14,36% de magnetita. Esta composição mineralógica permite classificar esta rocha como um foscorigito pobre em olivina usando o diagrama de Yegorov (1993). Observa-se alguns grãos de olivina ainda totalmente preservados (ol) e pseudomorfs (ps) constituídos por flogopita e óxido (magnetita e/ou ilmenita). Amostra 195, escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.51. Aspecto geral de um foscorigito rico em magnetita. A amostra é constituída por 43,74% de apatita, 21,26% de flogopita/olivina e 34,97% de magnetita. Com esta composição sua classificação cai no campo de um foscorigito pobre em olivina. Amostra 214, escala 1cm = 0.13mm.

Figura II.52. Grandes cristais de olivina bem preservada em rocha da serie foscorigítica constituída por 51,93% de apatita, 24,99% de olivina/flogopita e 23,06% de magnetita. Trata-se de um foscorigito pobre em olivina pela classificação de Yegorov (1993). Amostra 87, escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.53. Detalhe de olivina bem preservada e com franja de alteração metassomática composta por flogopita muito fina, serpentina e óxidos diversos. A rocha é constituída por 57,97% de apatita, 36,51% de olivina \pm flogopita \pm serpentina. Esta composição modal a classifica como uma apatita oliviníto. Amostra 196, escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.54. Aspecto geral de foscorigito com olivina serpentizada (18,83%), apatita (45,51% e magnetita (35,655). A classificação desta rocha por sua análise modal é de um foscorigito pobre em olivina. Amostra 36/05, escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.55. Foscorigito grosso constituído por apatita (57,97%), olivinas com bordas alteradas para flogopita fina (36,51%) e magnetita (5,50%). Sua classificação é flogopita/olivina apatitito. Amostra 35/15 escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.56. Observa-se uma zona situada na metade direita da foto onde a olivina está preservada do metassomatismo e outra, na esquerda da foto onde a flogopita é o mineral no espaço dos pseudomorfs da olivina. Neste caso existiu um front de fluidos metassomáticos que atuou na direção diagonal na foto, da esquerda para direita. Sua composição modal é constituída por 14,86% de magnetita, 40,66% de apatita e 44,46% de flogopita \pm olivina, o que permite classificá-la como um foscorigito rico em olivina. Amostra 35/26, escala 1cm = 0.32mm.

Figura II.57. Aspecto geral de foscorigito rico em olivinas pouco alteradas. A rocha é constituída por 48,97% de olivina \pm flogopita, 45,84% de apatita e 5,17% de magnetita. Sua classificação cai no campo dos flogopita/olivina apatitito. Amostra 35/19, escala 1cm = 0.32mm. Localização das amostras: Figura anexo 01

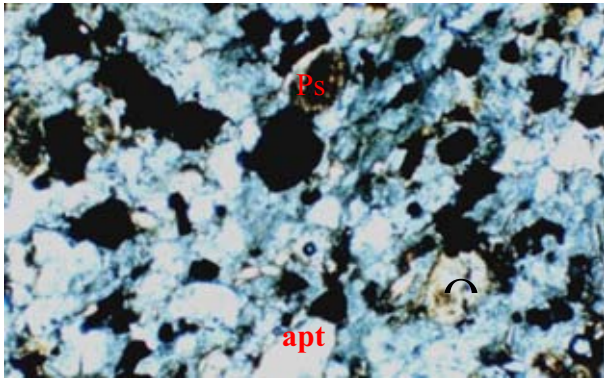


Fig. II.50

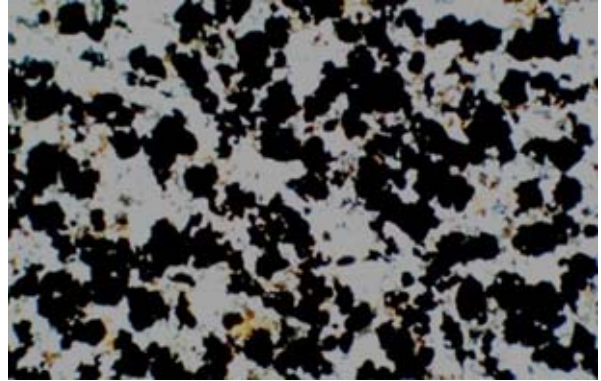


Fig. II.51

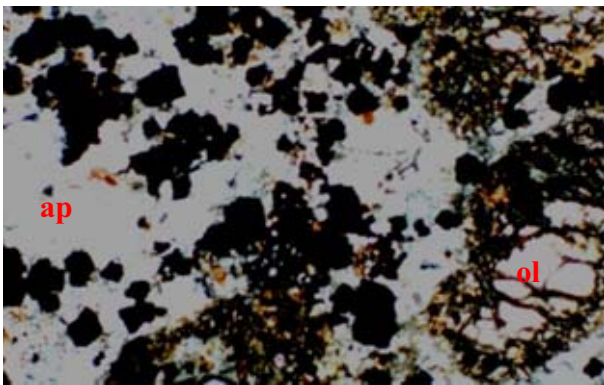


Fig. II.52

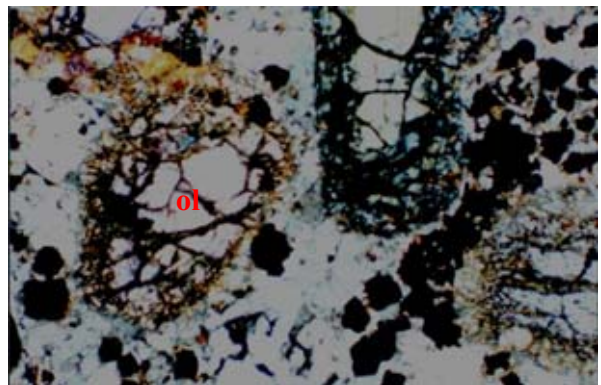


Fig. II.53

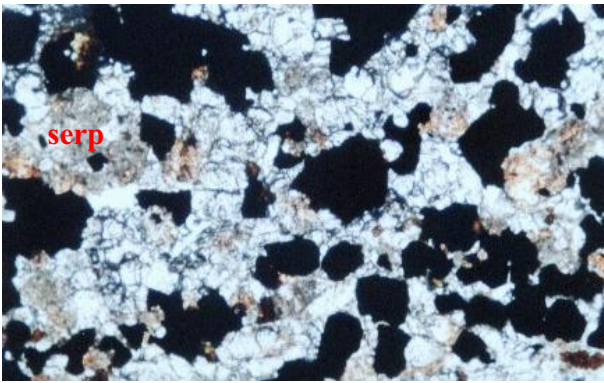


Fig. II.54

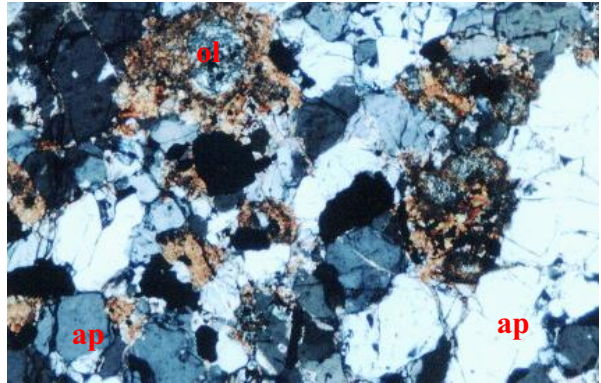


Fig. II.55

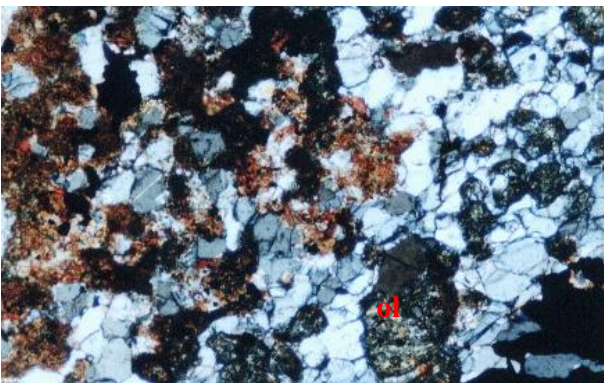


Fig. II.56

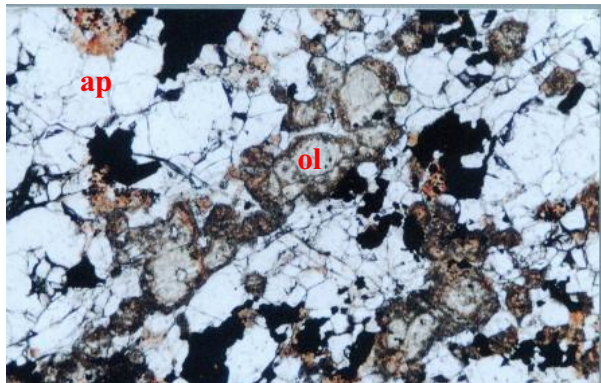


Fig. II.57

Nos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba ocorrem rochas da série foscorítica desde primitivas até evoluídas sugerindo terem sido derivadas de processos diferentes. O seguinte arranjo geral de composições foi reconhecido:

- a) Rochas com apatita, magnetita, olivina;
- b) Rochas com apatita, magnetita e pseudomorfos de olivina substituída por flogopita;
- c) Rochas com apatita, magnetita e flogopita magmática;
- d) Rochas com apatita, magnetita e diopsídio;
- e) Rochas com apatita, magnetita e pseudomorfos de diopsídio substituído por tetraferroflogopita;
- f) Rochas com apatita, magnetita, olivina ou pseudomorfo de olivina e pirocloro;
- g) Rochas com apatita, magnetita e pirocloro.

Observa-se que em todos os casos somente a apatita e a magnetita são fases comuns. Em Catalão são mais comuns os tipos a, b, c, f, g. Em Tapira não é conhecido o tipo f e g, mas os tipos a, b, d, e são comuns.

O diagrama ternário de Yegorov (1993) mostrado na Figura II.45 apresenta a população total dos foscoritos de Catalão I com e sem pirocloro. As amostras sem pirocloro estão representadas pela cor azul e as amostras com pirocloro representada pela cor vermelha. Deduz-se inicialmente que as rochas da série foscorítica de Catalão I apresentam uma ampla variação mineral quando são tratadas como uma única população. No entanto, quando as amostras são separadas em duas populações, a primeira com a presença de pirocloro, e a segunda sem pirocloro, apresentam-se fortemente polarizadas em dois setores controlados pelo pólo da magnetita. Observa-se que as duas populações se individualizam, mas sem a existência de um *gap* entre elas. A passagem se dá de forma gradual na direção do pólo da magnetita para as amostras ricas em pirocloro.

Do ponto de vista geológico estas conclusões podem corroborar para compreensão da evolução dos foscoritos do complexo Catalão I. A apatita, a flogopita e a magnetita, cuja distribuição abrange todos os foscoritos, apresentam-se distribuídas em duas populações distintas e isto pode significar gêneses diferentes. Os foscoritos situados nas áreas da Fosfertil e Copebrás são desprovidos de pirocloro e os dados de campo e petrográficos apontam para uma evolução por diferenciação magmática a partir de um magma silicatado.

O produto desta diferenciação foi um líquido magmático residual saturado em carbonatos e apatita, que por sua vez continuou evoluindo fracionando o P na forma de cumulos de apatita. Esta etapa pode resultar em apatitas acumuladas e/ou apatitas intercumulus dos minerais das fases silicáticas (olivina, piroxênio e magnetita). O líquido resultante daria origem aos carbonatitos dolomíticos e calcíticos por flotação.

A evolução dos foscoritos localizados nas áreas da Mineração Catalão, portadores de pirocloro, teria se dado por cristalização direta de um magma fosfático, um componente imiscível de um magma carbonatítico que por sua vez também gerado por imiscibilidade de um magma primitivo silicatado/carbonatado. O outro componente desta imiscibilidade seria um magma de característica silicática. Brod (1999) apresentou estudo para o complexo carbonatítico de Tapira onde demonstrou que os líquidos primitivos do complexo são representados pelos diques de flogopita picrito e diques de baixo Cr, concluindo que os primeiros deram origem aos wehrlitos e os últimos aos bebedouritos. Segundo Brod (1999), dois tipos de carbonatitos ocorrem naquele complexo: a) carbonatitos formados por fracionamento de um magma silicático carbonatado e b) carbonatitos formados a partir de um líquido carbonatítico derivado de processo de imiscibilidade. No primeiro caso (a) os carbonatitos estão associados com bebedouritos. Para cada um destes carbonatitos foram definidas assinaturas químicas. A assinatura do carbonatito formado por imiscibilidade, é marcada por um empobrecimento de Th, Zr e Hf, maior fracionamento de LREE/HREE e uma forte separação do par Nb-Ta que resultou num aumento da razão Nb/Ta. O líquido silicático desta imiscibilidade apresenta anomalias correspondentes no sentido oposto. Deste ponto de vista, um terceiro carbonatito poderia então ser identificado como resultante da evolução do componente silicático da imiscibilidade. Já os carbonatitos derivados diretamente do fracionamento do magma silicático carbonatado mantêm as assinaturas do magma primitivo.

Como os foscoritos são susceptíveis aos mesmos processos petrológicos provavelmente devem apresentar assinaturas semelhantes e pelo menos três tipos petrogenéticos de foscorito poderiam estar presentes nos domos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Em Catalão os estudos apresentados nesta seção mostram que pelo menos os dois tipos principais estão marcados pelas populações com diferentes teores de Nb (presença e ausência do pirocloro) e pelas suas associações com a rocha hospedeira.

Aqui, os foscoritos intimamente associados com os flogopititos e piroxenitos aparentam-se na forma de bolsões irregulares associados a uma evolução do magma ultramáfico rico em apatita. Já os foscoritos ricos em pirocloro estão associados com os carbonatitos dolomíticos. A presença de flogopititos espacialmente associados aos foscoritos ricos em pirocloro nada mais é do que o efeito do metassomatismo sobre a rocha encaixante.

2.1.3 Série carbonatítica

O Complexo Catalão I apresenta, além das rochas de filiação silicática e foscorítica, rochas de composição carbonatítica. As rochas da série carbonatítica foram classificadas a partir dos resultados químicos obtidos por fluorescência de raios X conforme metodologia proposta por Woolley & Kempe (1989), utilizando os resultados de CaO, MgO e Fe* (Fe₂O₃ + FeO + MnO) para construção de um diagrama triangular subdividido em três tipos de carbonatitos: Ca-carbonatito, Mg-carbonatito e Fe-carbonatito. Os resultados das análises de dezesseis amostras são apresentados na Figura II.58.

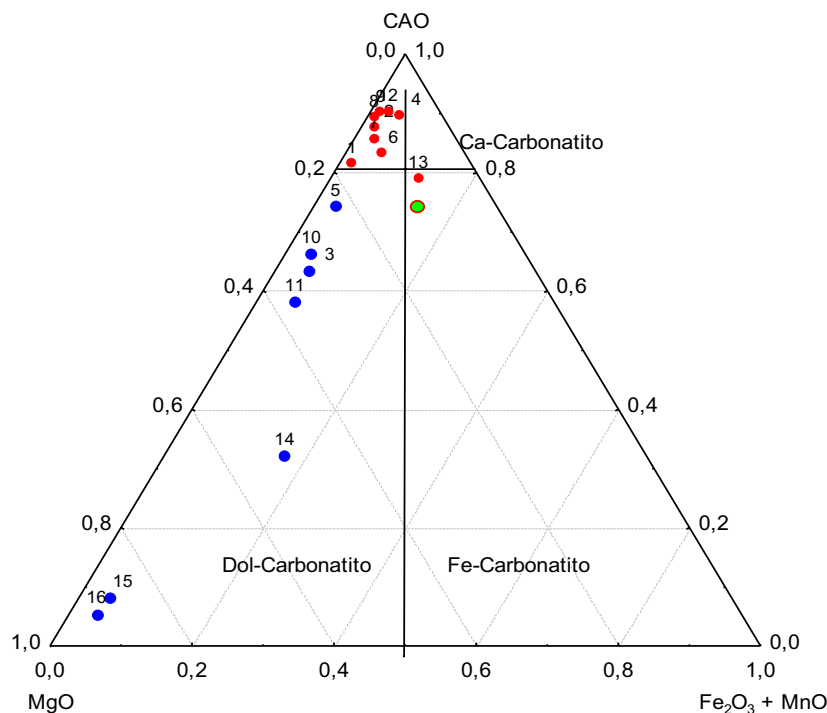


Figura II.58. Diagrama ternário de Woolley & Kempe para classificação química dos carbonatitos do Complexo Carbonatítico Catalão I. ● = Ca-carbonatitos. ● = Dol-carbonatitos. ● = Fe-carbonatitos

As rochas da série carbonatítica ocorrem distribuídas praticamente por todo o domo, na forma de pequenos veios (mm a cm) até diques de proporções métricas que formam um intrincado emaranhado de rochas de diversas composições. Entretanto, estes veios e diques apresentam extrema variação entre o centro do domo e suas bordas. Enquanto na parte central os veios, diques e plugs carbonatíticos são as rochas dominantes, nas bordas os flogopititos predominam sendo os carbonatitos restritos a finos e escassos veios.

Pode-se dividir o complexo em três grandes unidades:

- ✓ A parte central onde predominam os carbonatitos e foscoritos sobre as rochas silicáticas;
- ✓ A parte intermediária onde carbonatitos e foscoritos se equivalem em proporção às rochas silicáticas;
- ✓ A região de borda onde predominam as rochas de filiação silicática sobre carbonatitos e foscoritos.

Texturalmente os carbonatitos são equigranulares com grãos variando entre 0,1 a 3,7mm. Calcita e dolomita estão sempre presentes, mas carbonatitos com mais dolomita do que calcita parecem predominar na área da Fosfertil. Acessórios compreendem flogopita, magnetita, apatita, pirita, monazita, barita e pirocloro.

Subgrupo carbonatitos calcíticos/dolomíticos.

Rochas deste subgrupo formam um conjunto de menor expressão na área da Fosfertil, mas não no Complexo Carbonatito de Catalão I. Foram identificados poucos casos na forma de finos veios puramente calcíticos cortando flogopititos e distribuídos aleatoriamente dentro dos limites da Fosfertil. No entanto, Becker (1983) identificou zonas com grandes concentrações de sovitos na denominada área I e área II localizadas na parte central do domo associado aos foscoritos portadores dos jazimentos de nióbio. A este grupo de rochas Becker (1993) denominou de sovitos e silicosovitos atribuindo-os ao Estágio III que compreende o produto da cristalização do primeiro magma carbonatítico. Segundo aquele autor são corpos contínuos com dezenas de metros de espessura, maciços, de cor

branco-cinza, granulometria fina a média e às vezes com bandas definidas por flogopita e magnetita.

Na área da Fosfertil, as amostras identificadas como Ca-carbonatitos estão intimamente relacionadas as brechas, como glóbulos, aglomerados de glóbulos, bolsões e veios que partem destes bolsões. Observa-se também que existe uma evolução por diferenciação onde os carbonatos tornam-se cada vez mais dolomíticos na seqüência: glóbulos> aglomerados> bolsões e veios.

Subgrupo carbonatitos dolomítico/calcíticos.

Amplamente distribuído dentro dos quadrantes NE e SE do domo, este subgrupo ocorre como microveios, veios, diques e plugs de várias dimensões. Sua maior característica é o caráter altamente reativo que gera bordas de reação nas rochas encaixantes silicáticas.

A Figura II.59 mostra o padrão de ocorrência dos carbonatitos dolomíticos exposto pela lavra de apatita na parte norte do complexo. Os carbonatitos dolomíticos cortam flogopititos e foscoritos associados a vários eventos. Este padrão em *stocwork* gerou misturas bastante intrincadas que os mineiros denominaram de rocha sílico-carbonatada. A fim de estimar a proporção de carbonatitos em relação às rochas das séries foscoríticas e silicáticas tomou-se uma foto (Figura II.60) de afloramento da região norte do domo e com o auxílio de analisador de imagens calculou-se a área de cada um do litotipos presentes. Os resultados revelaram 20.1% de carbonatitos, 16.6% de flogopititos e 63.2% de foscoritos. Entretanto, este é um padrão típico apenas para esta área da frente 04 situada na parte norte do complexo e considerada uma zona francamente carbonatítica.

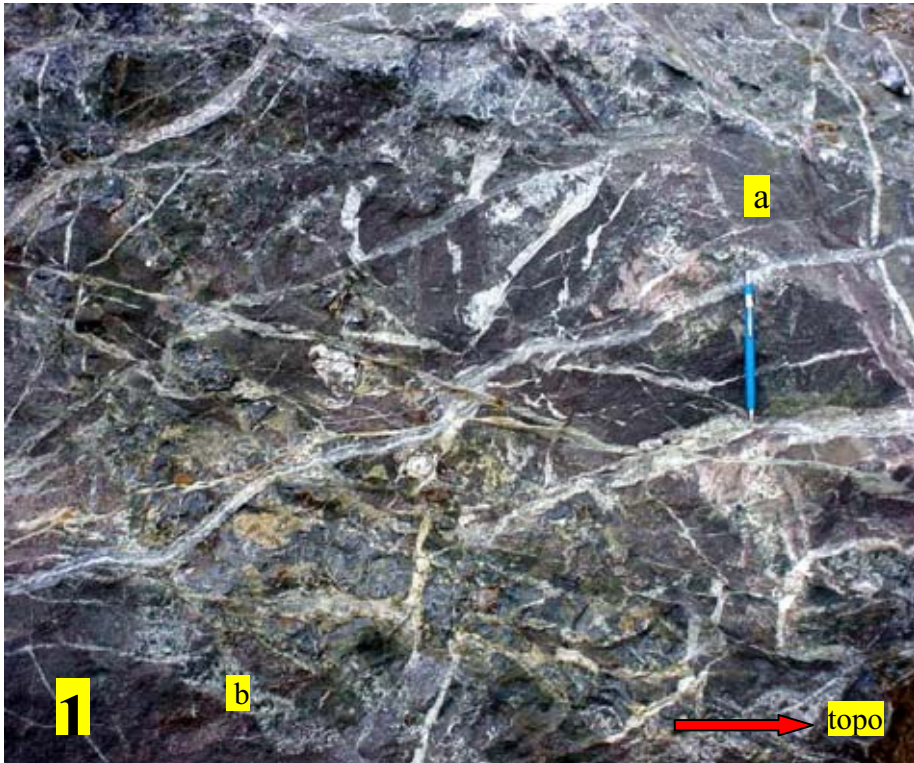


Figura.II.59. (1) Padrão de ocorrência dos carbonatitos que cortam rochas silicáticas. Nesta foto, as encaixantes dos veios carbonatíticos são respectivamente flogopititos (a) e foscoritos (b). (2), ressalta-se a parte central da foto 1 para mostrar bandamento do veio carbonatito com minerais máficos evidenciando o processo de diferenciação por fluxo.

A Figura II.60, mostra além dos veios carbonatíticos, diques e bolsões que representam cerca de 31.240% contra 31.731% de flogopititos e 37.029% de foscoritos. Nos veios e diques de maior expressão é possível identificar minerais máficos que se cristalizaram na faixa central do conduto caracterizando o processo de diferenciação por fluxo nestes carbonatitos.



Figura II.60. Veios e diques cortando flogopititos e foscoritos . Pelo menos quatro estágios carbonatíticos (01, 02, 03 e 04) podem ser identificados no afloramento da foto.

A Figura II.61 apresenta um espesso dique de carbonatito dolomítico cortando conjuntos silicáticos/foscoríticos/carbonatíticos. Este carbonatito apresenta-se como dois diques distintos: o primeiro (A) de cor branca com cerca de 15 cm de espessura possui textura maciça e o segundo (B) mostra-se bandado próximo ao contato com A e torna-se maciço para a direita. O bandamento é caracterizado por intercalações de carbonatito cinza com listras negras ricos em flogopita e magnetita. Restos de flogopitito e foscorito são também observados.



Figura II.61. Diques carbonatíticos (A) e (B) cortando conjunto de flogopititos recortados por veios e diques carbonatíticos de eventos anteriores.

A observação direta dos afloramentos de rocha são expostos pela lavra de apatita permitiu a identificação de pelo menos quatro eventos carbonatíticos sobre os eventos anteriores foscoríticos e silicáticos (flogopititos). Nestes é possível, identificar um evento “posterior” silicático representado ora pelas brechas carbonatíticas ora por diques de flogopita picrito (Brod, 1999). Segundo Brod (1999) os flogopitas picritos na Província Ígnea do Alto Paranaíba representam líquidos primitivos e a ordem observada de corte–recorte não necessariamente é uma ordem evolutiva, isto é, podem-se ter diques mais primitivos cortando unidades mais evoluídas. Este fenômeno pode ser explicado pela existência simultânea de várias câmaras magmáticas na crosta que alimentam diques que se cruzam noutras localidades. Na Figura II.62 tem-se um exemplo de diques de flogopita picrito cortando carbonatito que presumidamente é mais evoluído. Portanto, a seqüência cronológica de eventos observada não traduz uma ordem cronológica evolutiva das rochas do complexo.



Figura II.62. Diques de flogopita picrito cortando carbonatitos dolomíticos.

A amostra da Figura II.63 coletada na porção sul do complexo mostra dois tipos de carbonatitos: na porção esquerda da foto trata-se de um Fe-carbonatito e na porção direita um típico carbonatito dolomítico bandado com faixas ricas em flogopita e magnetita. Nesta região do complexo, carbonatitos bandados ocorrem com grande frequência e estão sempre associados a foscoritos.



Figura II.63. Testemunho de sondagem do furo 53/32 apresentando dois tipos de carbonatito bandados, na parte a esquerda mais rico em Fe e a direita mais dolomítico. Localização das amostras: Figura anexo 01

Na Figura II.64 tem-se uma amostra coletada na borda leste do domo onde se observam três subtipos de carbonatito: o primeiro corta flogopitito em um padrão de diques paralelos e mostra suave bandamento provocado pelo fluxo do líquido gerando alinhamento de minerais máficos como magnetita e flogopita. O segundo tipo forma bolsões

arredondados de carbonatito gerados pela coalescência de glóbulos imiscíveis. O terceiro tipo é evidenciado por finos veios de carbonatito que cortam os diques do primeiro tipo. Em termos de granulometria, o carbonatito dos veios e diques mostram um padrão de cristais muito finos (<0.1mm), enquanto os carbonatitos na forma de glóbulos coalescentes apresentam granulometria mais grossa (<2cm).

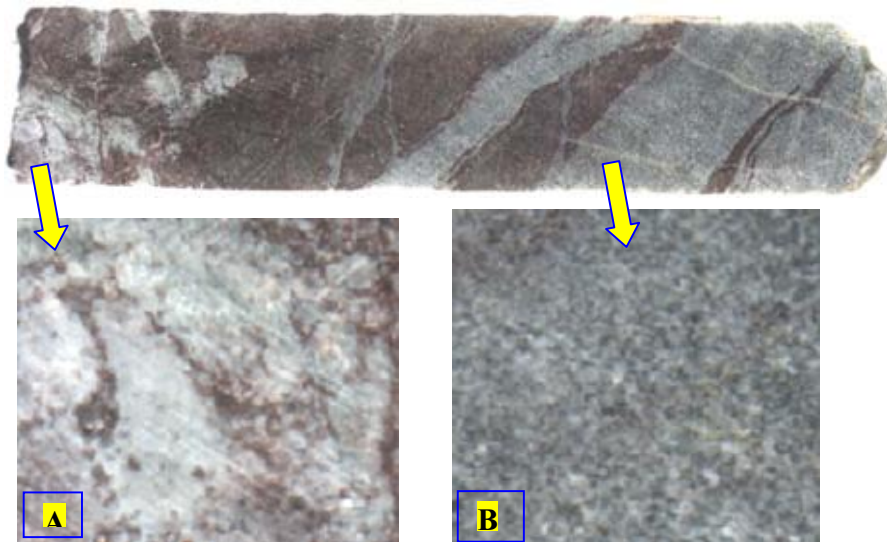


Figura II.64. Testemunho de sondagem do furo 15/09 localizado na parte norte do complexo apresentando dois tipos de carbonatito. O primeiro, à esquerda, com detalhe em (A) trata-se de um Ca-carbonatito grosseiro formado a partir da coalescência de glóbulos de carbonatos por processo de imiscibilidade entre líquido silicatado e carbonatado. O segundo, à direita, com detalhe em (B) é um Mg-carbonatito de granulometria fina relacionado a evento posterior e está cortando o flogopitito. Localização das amostras: Figura anexo 01

A seqüência de geração de carbonatitos a partir de glóbulos de líquido carbonatítico imiscível é mostrada pelas Figuras II.65 e II.66 de afloramentos situados nos locais de ocorrência das brechas magmáticas citadas anteriormente. Nestes afloramentos é possível identificar a evolução dos glóbulos milimétricos passando para centimétricos por coalescência e posteriormente formando massas maiores cuja geometria inicialmente toma a forma dos espaços intergrãos para depois assumir a forma de veios e diques.

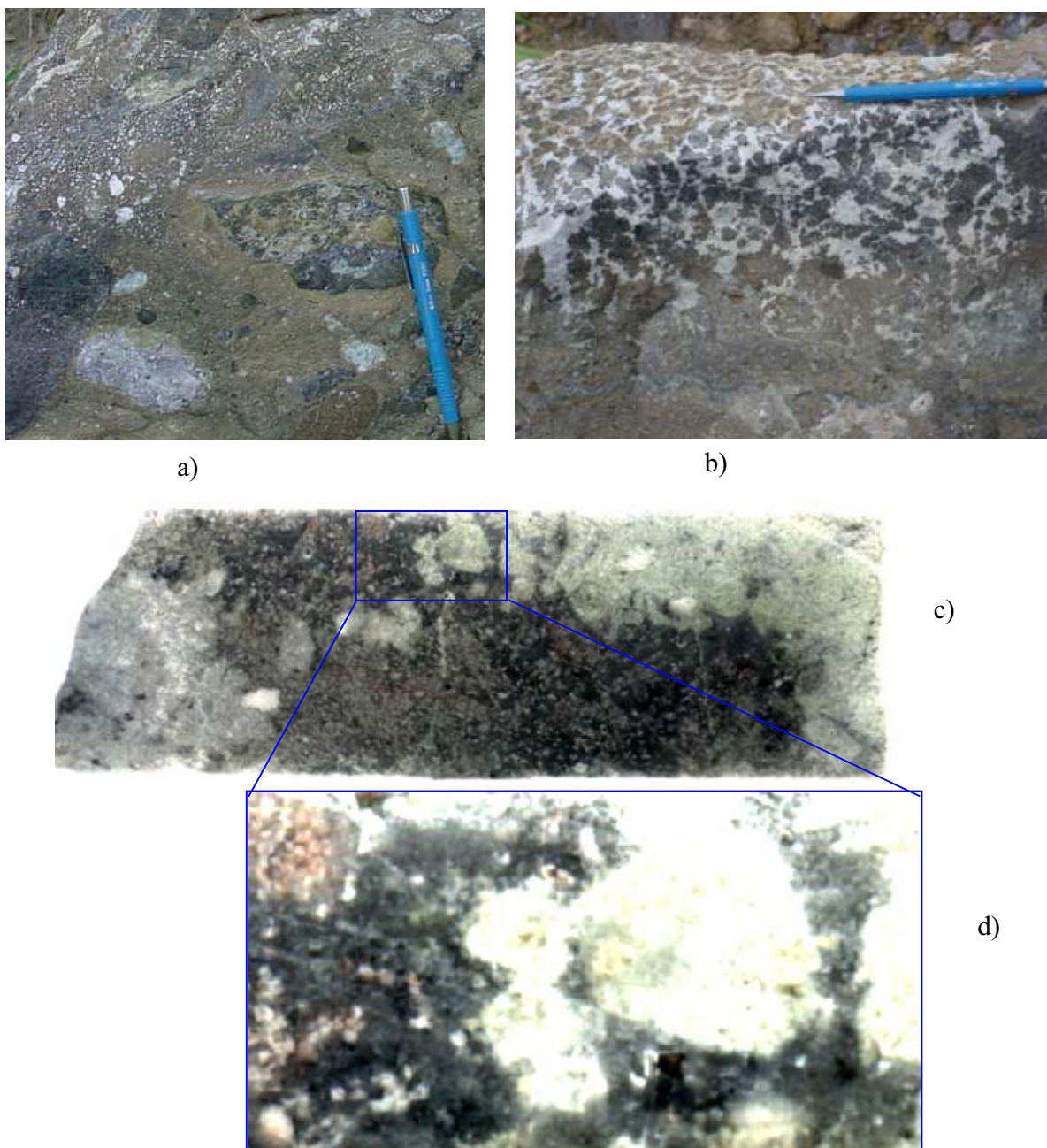


Figura II.65. Foto a e b: afloramento AF-1mostrando como os glóbulos se apresentam e as fotos c e d mostra no testemunho do furo 63/34 a coalescência de glóbulos. A seqüência de fotos exhibe a evolução do líquido carbonatítico inicialmente na forma de glóbulos milimétricos de carbonatos (a) que após seu crescimento por coalescência assumem um volume cada vez maior dentro do espaço onde estão se formando dando origem a glóbulos de diâmetros centimétricos (b) gerando massas arredondadas de grandes dimensões. Em (d) detalhe de três glóbulos se coalescendo para formar massas cada vez maiores. Localização das amostras: Figura anexo 01.

A Figura II.66 mostra a situação do líquido carbonatítico formado por imiscibilidade logo após a coalescência dos glóbulos. A geometria dos bolsões, com pequenas apófises multi-direcionais, sugere pontos de escape do líquido carbonatítico do sistema através de veios e diques.



Figura II.66. Geometria do líquido carbonatítico assumida após a coalescência dos glóbulos (a) e ao seu escape do sistema na forma de veios e diques (b). Em (c) volumes maiores de glóbulo coalescido na forma de bolsões. Local da ocorrência: Ponto AF- Localização das amostras: Figura anexo 01

Esquemáticamente a Figura II.67 é uma sugestão para um possível modelo de evolução dos carbonatitos formados por imiscibilidade. Inicialmente observa-se a formação de glóbulos milimétricos de calcita entre um líquido silicático e outro carbonatítico. À medida que os glóbulos de calcita se avolumam inicia o processo de coalescência entre glóbulos, formando massas cada vez maiores, centimétricas de forma arredondada ou de ampulheta, que por sua vez evoluem para bolsões de vários centímetros a decímetros. A partir deste estágio observa-se a formação de apófises a partir dos bolsões que se desdobram na forma de veios de escape através das microfaturas, e evoluem para veios e diques que irão atravessar todo conjunto de rochas consolidadas ou semi-consolidadas ao seu redor.

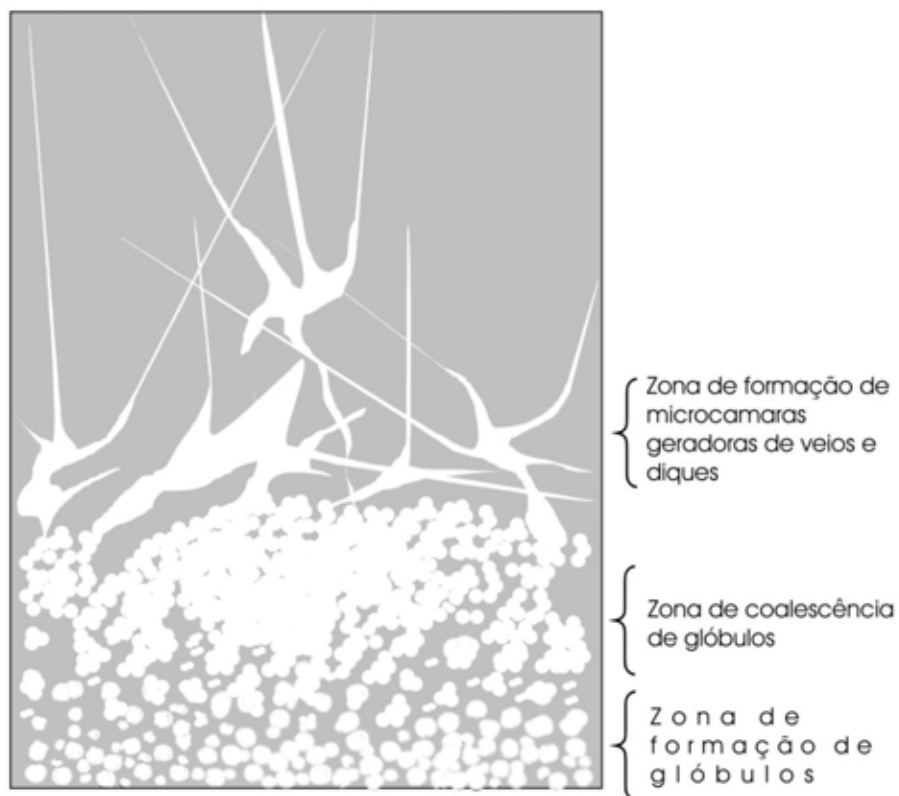


Figura II.67. Desenho esquemático para ilustrar um possível modo de evolução dos carbonatitos imiscíveis desde glóbulos de calcita até veios.

A Figura II.68 mostra um testemunho de sondagem com dois tipos de rocha comuns no complexo: flogopitito (A) e carbonatitos (B). Inicialmente observa-se em (A) um flogopitito com contato gradual com carbonatito dolomítico. Na região (ab), contato difuso e gradual do flogopitito (A) com o carbonatito (B), observa-se uma grande quantidade de flogopita, como produto da reação entre as duas rochas. Já o segundo carbonatito (C), na forma de veios cortando tanto o flogopitito como o primeiro carbonatito, apresenta textura de diferenciação por fluxo, parece estar relacionado a outro evento. Em ambos carbonatitos nota-se a presença de apatita, flogopita e magnetita em pequenas quantidades indicando relações evolutivas com os foscoritos.

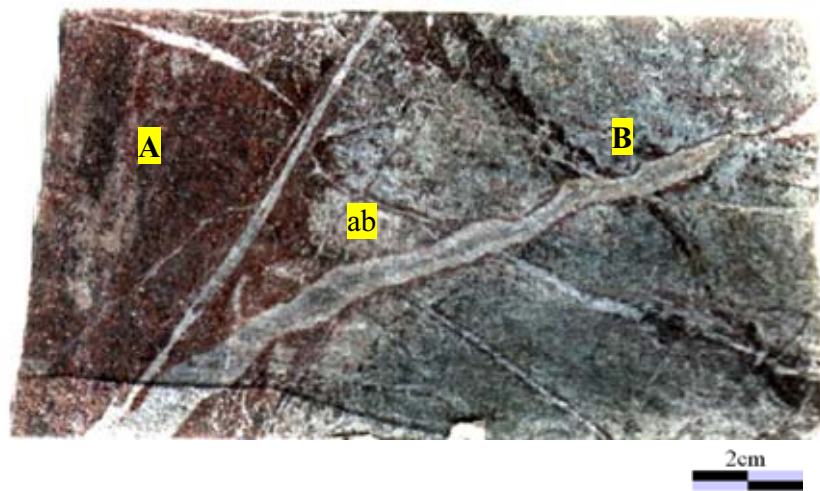


Figura II.68 Testemunho de sondagem do furo 10/02 localizado na parte norte do complexo Associação de flogopitito (A) com carbonatito dolomítico (B). Em ab observa-se passagem gradual do flogopitito (A) para carbonatito (B) e veio de carbonatito de evento posterior cortando ambas unidades. Localização das amostras: Figura anexo 01

A Figura II.69 mostra um típico carbonatito dolomítico localizado na porção sul do domo, no local denominado de Lagoa Seca. Nesta amostra observa-se uma apófise de foscorito (nelsonito) que penetrou no carbonatito, um típico exemplo da mistura de dois líquidos imiscíveis, um carbonatado e outro fosfático.

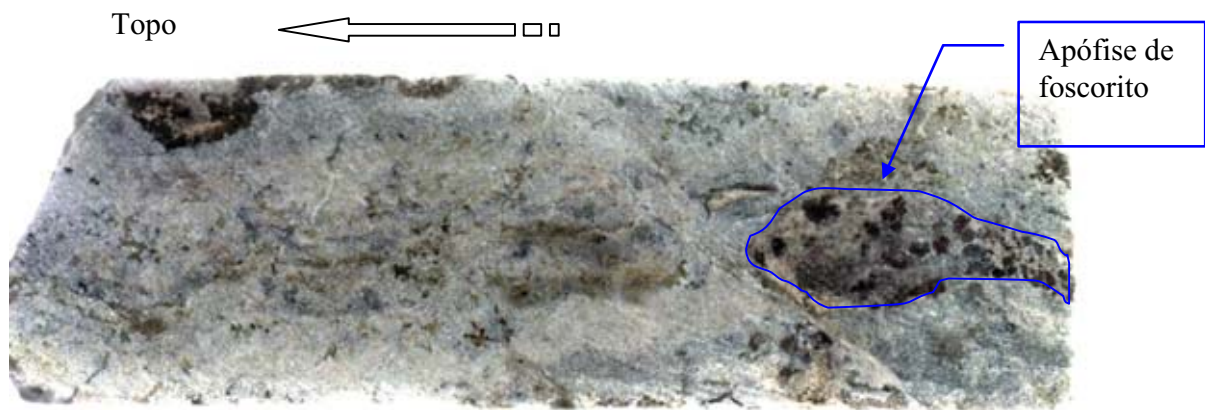


Figura.II.69. Testemunho de sondagem do furo 10/02 localizado na parte norte do complexo (Localização das amostras: Figura anexo 01). Carbonatito em associação com bolsões foscoríticos. O carbonatito é grosso e contém flogopita como acessório.

Na Figura II.70 tem-se um testemunho de sondagem coletado na porção sul do complexo onde aparecem três tipos de rocha: A) foscorito; B) carbonatito dolomítico; C) carbonatito dolomítico formado a partir de glóbulos coalescidos semelhante aos apresentados nas Figuras II.65 e II.66. Trata-se de intrusões verticais típicas do *emplacement* dos magmas

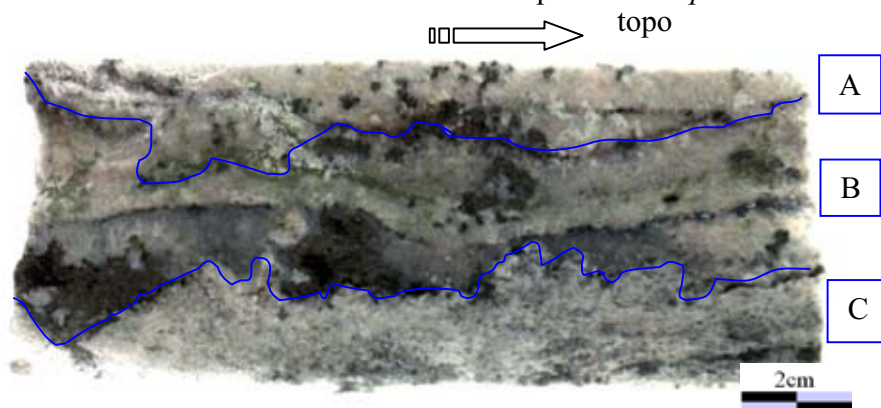


Figura II.70. Testemunho de sondagem do furo 64-33. Associação de foscorito (A) com dois tipos de carbonatitos: dolomítico (B) e calcítico (C) posicionados como diques verticais e mostrando sinais de assimilação entre (C) e (B). Localização das amostras: Figura anexo 01

Na amostra da Figura II.71 observam-se duas gerações de carbonatito: a primeira é um dique vertical com estruturas de diferenciação por fluxo evidenciado por uma zona central milimétrica composta por flogopita, pseudomorfos de olivina flogopitizados,

magnetita e apatita, uma zona intermediária francamente carbonatítica e uma zona de borda onde coexistem cristais de carbonatos, magnetita, flogopita e apatita. A segunda geração são veios transversais finos variando de 0.5 a 4 mm de espessura que cortam tanto flogopititos como diques do primeiro evento carbonatítico. Os veios desta geração, aproveitaram fraturas previamente instaladas, evidenciado pelo deslocamento observado no dique da primeira geração.



Figura II.71. Testemunho de sondagem do furo 63/34 localizado na parte central do complexo (Localização das amostras: Figura anexo 01). Dique de carbonatito com evolução de foscrito para carbonatito ou vice-versa. O liquido originalmente carbonatítico sofreu diferenciação por fluxo com fracionamento de apatita e flogopita/olivina nas bordas e na sua parte central.

Petrografia – Microscopia ótica

Microscopicamente os carbonatitos de Catalão I são inequigranulares de granulometria variando de fina a grossa (0.01 a 3.0mm). Associada aos carbonatos observa-se quase sempre a presença de dois tipos de micro inclusões: o primeiro consiste de micropontos (magnetita ?) ao redor das clivagens, das bordas ou disseminados por todo cristal dando-lhe um aspecto turvo de cor cinza. O segundo tipo é composto por micro cristais de flogopita, magnetita e outros não identificados impondo um aspecto pintalgado aos carbonatos. Normalmente estes minerais são vistos nos cristais límpidos de carbonatos distribuídos por todo o complexo. Grãos de carbonato com microinclusões em clivagens e bordas estão presentes por todo complexo independentemente do tipo de carbonatito, mas micro-inclusões cobrindo todo o mineral na forma de uma nuvem cinzenta estão presentes somente na região do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca. Já os carbonatitos com carbonatos límpidos são mais comuns em veios e microveios e nas partes centrais dos

diques onde os carbonatos são grossos com cristais bem formados. Brod (1999) e Pinheiro *et al.* (2004) estudando os carbonatitos de Tapira-MG detectaram grãos de calcita com microinclusões de fases ricas em Sr, Ba, Fe, Mg, Ba e ETR e que resultam da exsolução em baixa temperatura, imprimindo um aspecto turvo à calcita hopedeira. Em Catalão o estudo dos carbonatos ficou restrito aos seus aspectos macroscópicos.

Os acessórios presentes nos diversos carbonatitos são a magnetita, o pirocloro, a flogopita, a apatita e a pirita. A apatita, quando ocorre, formam grãos elípticos e a flogopita é do tipo tetra-ferriflogopita muito bem cristalizada indicando seu caráter primário.

Apesar dos carbonatitos de Catalão I se distribuírem em três tipos (Ca-carbonatitos, Mg-carbonatitos e Fe-carbonatitos), pela classificação química de Woolley & Kempe (1989), mineralogicamente se observa que todos eles são compostos de pelo menos duas fases, a calcita e a dolomita e por isso serão tratados em conjunto nesta seção. Nas Figuras II.72 a II.79 são mostradas as principais características mineralógicas e texturais dos carbonatitos dolomíticos/calcíticos.

Figura II.72 – Aspecto geral de um carbonatito dolomítico grosso. Cristais inequigranulares e microinclusões de magnetita e flogopita. Furo 63/34 prof 84m Escala: 1cm = 0.25mm.

Figura II.73 – Detalhe de um dique de carbonatito dolomítico cortando flogopitito. Cristais equigranulares e cristais lípidos. Observa-se ainda flogopita e magnetita acessória. Furo 63/34 prof 105m. Escala: 1cm = 0.25mm.

Figura II.74 - Aspecto geral de carbonatito dolomítico grosso com restos de flogopitito. Furo 63/34 prof 78m. Escala: 1cm = 0.25mm.

Figura II.75 – Detalhe de tetra-ferriflogopita invadida por carbonatito dolomítico lípido de granulação fina. Furo 53/32 prof 75m. Escala: 1cm = 0.075.

Figura II.76 – Aspecto geral de carbonatito dolomítico grosso a médio de aspecto turvo com microinclusões de magnetita(?). Furo 53/32 prof 65m. Escala: 1cm = 0.25mm.

Figura II.77 – Aspecto geral de carbonatito dolomítico médio equigranular de aspecto turvo com microinclusões e restos de flogopitito. Furo 53/32 prof 55m Escala: 1cm = 0.25mm.

Figura II.78. Detalhe de cristais grossos em carbonatito dolomítico, com microinclusões de apatita e flogopita. Furo 56/07 112m. Escala: 1cm = 0.051mm.

Figura II.79. Dique de carbonatito dolomítico grosso nas bordas e médio no centro. Detalhe de cristais grossos de carbonatito dolomítico com microinclusões de apatita e flogopita. Furo 56/07 112m. Escala: 1cm = 0.17mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

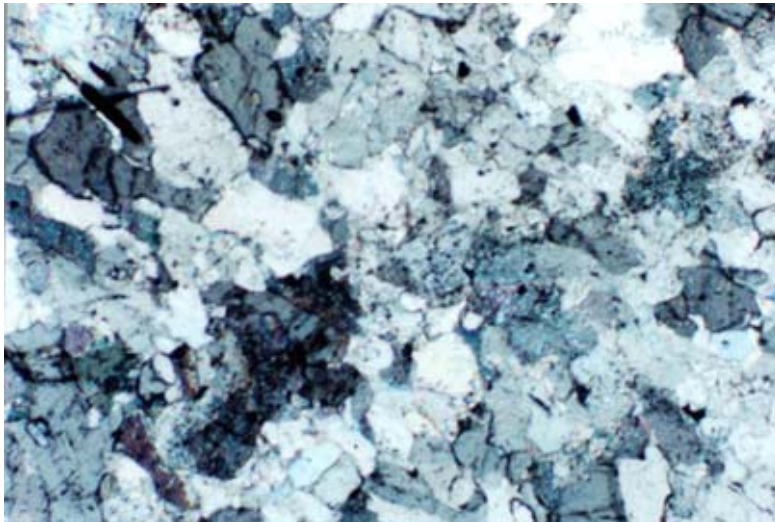


Figura II.72

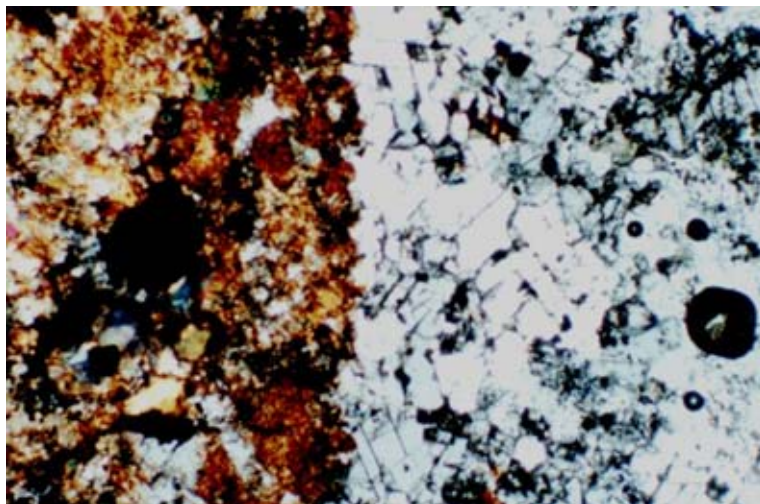


Figura II.73

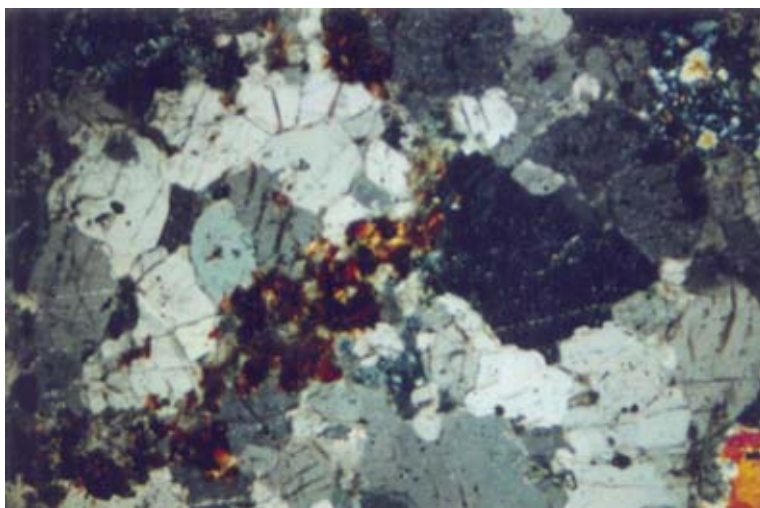


Figura II.74

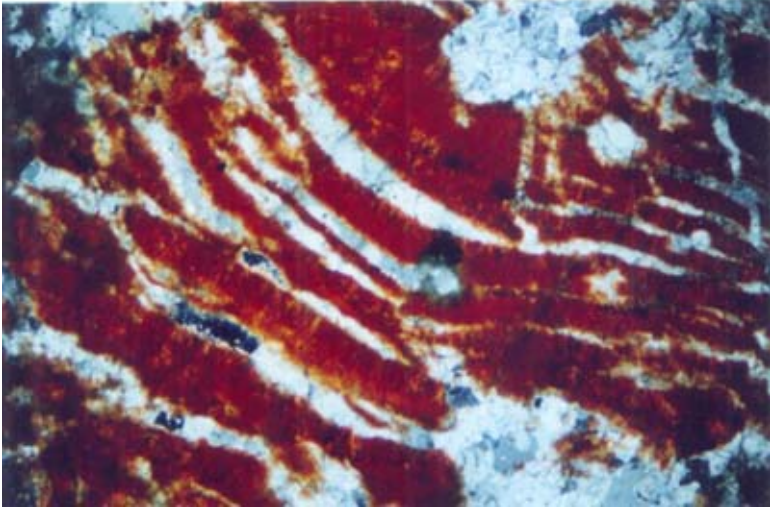


Figura II.75

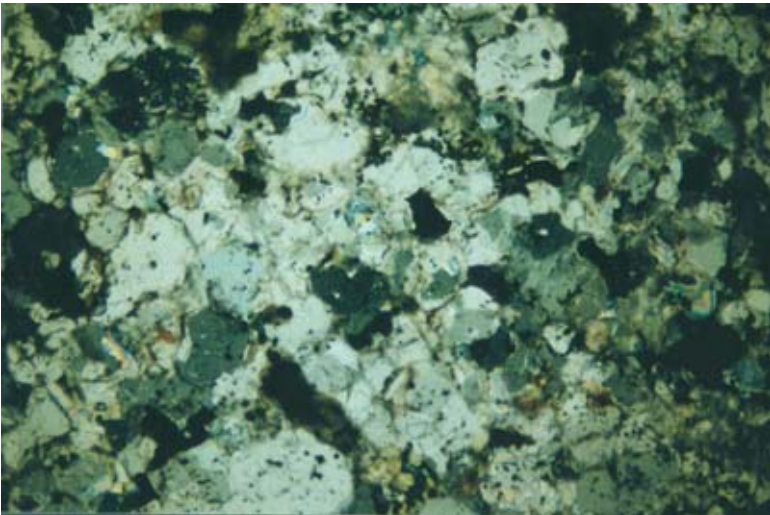


Figura II.76

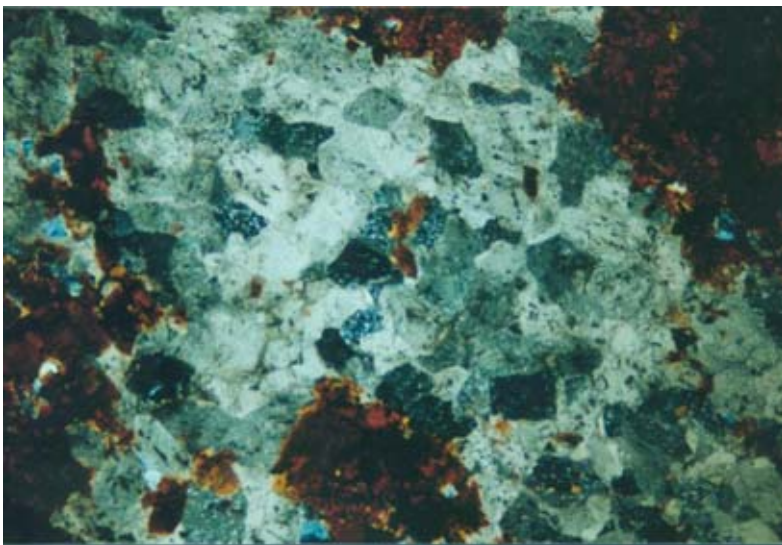


Figura II.77

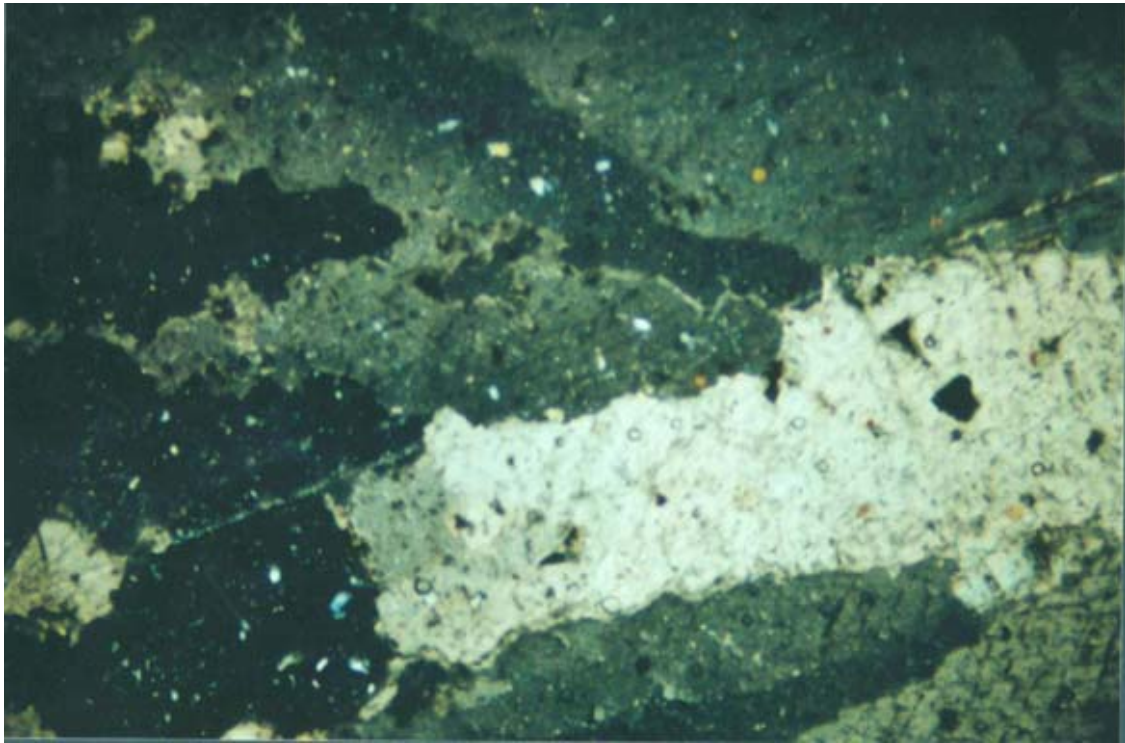


Figura II.78

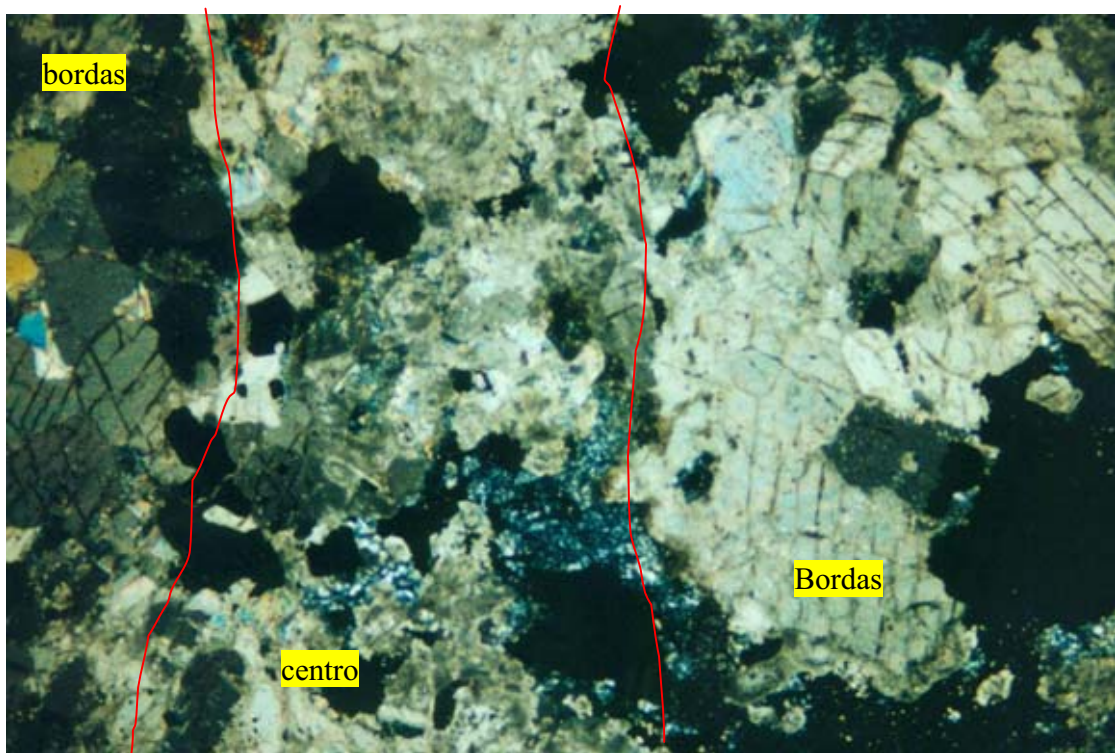


Figura II.79

Discussão

Os carbonatitos do Complexo Catalão I são conhecidos de longa data por descrição de furos de sonda como constituídos por diques, veios e plugs cortando flogopitito, piroxenito, dunito e foscorito. Recentes exposições destas rochas no piso das cavas de exploração de apatita têm revelado novas feições e relações espaciais que só agora estão sendo estudadas. Estas observações de campo permitiram novas interpretações relacionadas às seqüências cronológicas dos eventos carbonatíticos propostas por outros autores (Gaspar *et al.*, 1976; Baecker, 1993; Gierth *et al.*, 1985; Pereira, 1995; Carvalho, 1974; Araújo, 1996 e Danni *et al.*, 1991).

A ação física dos carbonatitos sobre as encaixantes, associada à intensa variação de volume, entre a região de borda do domo e sua parte central, e aos efeitos altamente reativos provocados pelos fluidos que carrega, coloca estas rochas num papel de destaque dentro do complexo. Os enxames de diques e veios associados a vários eventos ou pulsos, provocou rompimento físico das encaixantes, conferindo-lhes um aspecto brechado e fraturado. Alterações químicas relacionadas aos fluidos metassomatizantes transportados pelo magma carbonatítico provocaram também mudanças mineralógicas importantes. Este conjunto de eventos acabou por criar um novo grupo de rochas denominado pelos mineiros de *rochas sílico-carbonatadas*. As rochas carbonatíticas, tiveram ainda importante papel durante a evolução intempérica do complexo. Por se tratar de rochas altamente susceptíveis a lixiviação pela ação das águas superficiais e do lençol freático, elas interferiram fortemente no modelamento geomorfológico do complexo conforme a maior ou menor quantidade de veios e diques carbonatíticos. Observa-se, em praticamente todos os grandes complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, a existência de uma forte depressão topográfica no centro do complexo, sempre associada a formação de lagoas onde se depositam sedimentos com espessura variando de 30 a 200 metros. Estas depressões topográficas estão diretamente associadas com rochas da série carbonatítica. Como os carbonatitos são constituídos por mais de 50% de carbonatos, sua alteração e lixiviação provocam uma redução de pelo menos cinco vezes o seu volume (Toledo, 1999). O resultado final destes efeitos mecânicos e químicos favorece a concentração residual de minerais como a apatita e o pirocloro para formação de importantes jazimentos econômicos. Os piroxenitos mineralizados com apatita, sem os efeitos de redução de

volume por lixiviação dos veios e diques carbonatíticos, talvez não apresentassem suficiente concentração residual da apatita no manto intempérico para torná-lo econômico. No complexo de Tapira piroxenitos com apatita apresentam concentrações econômicas de no manto intempérico baixo teor (7,5% de P_2O_5), valor considerado o mínimo para viabilização de uma jazida de fosfato. Os veios e diques de carbonatito, que inicialmente desempenham o papel rocha estéril, diluindo a mineralização de apatita no piroxenitos, teriam um papel inverso no manto intempérico, porque depois de lixiviados deixam canais abertos para a percolação da água meteórica que age no intemperismo dos silicatos provocando perda acentuada de Mg e K, e por isto, promovendo concentração residual da apatita. Este fato pode ser comprovado nas bordas do domo, onde é comum a ocorrência de piroxenitos mineralizados a apatita e a quantidade de carbonatito é reduzida. O manto intempérico desenvolvido nestes locais é pobre em apatita, mas onde o mesmo tipo de piroxenito é acompanhado de uma quantidade maior de carbonatitos observa-se uma maior concentração residual da apatita no perfil de solo.

Uma outra característica importante dos carbonatitos está relacionada às variações químicas e mineralógicas e aos tipos de eventos associados. Quimicamente os carbonatitos de Catalão I podem variar de Ca-Carbonatitos a Mg-carbonatitos. Os Ca-carbonatitos ocorrem com maior frequência como glóbulos aglutinados de calcita formando bolsões carbonatíticos que alimentam veios e diques espalhados por todo complexo. Entretanto, observou-se também que na sucessão glóbulos → glóbulos aglutinados → bolsões → veios, existe uma mudança composicional de Ca-carbonatito nos glóbulos e aglutinados para misturas de dolomita e calcita nos bolsões e veios (Figura II.67). No diagrama de classificação dos carbonatitos de Wooley & Kempe (1989) (Figura II.56) observa-se uma evolução dos Ca-carbonatitos para Mg-carbonatitos, entretanto, a região do gráfico onde plotam os pontos de Mg-carbonatito representam na verdade, misturas de calcita e dolomita. Pinheiro *et al.* (2004) estudando os carbonatitos de Tapira – MG determinaram através da CL (catodo luminescência) a existência de duas fases minerais distintas em carbonatos zonados: um centro calcítico e uma borda dolomítica-ankerítica. Estudos petrográficos realizados em Catalão revelaram controles semelhantes na zonation de carbonatos, ou carbonatos turvos e lípidos como os descritos em Tapira por Brod (1999) e Pinheiro *et al.* (2004).

No diagrama da Figura II.58 os pontos 14, 15 e 16 foram plotados para efeitos de comparação com os carbonatitos normalmente evoluídos. A origem magmática ou hidrotermal destes carbonatitos com excesso de Mg não é clara, e eles serão tratados a parte na próxima seção.

Com a colocação em evidência de vários afloramentos de rocha fresca no piso da cava onde se lavra o depósito de apatita, as relações entre os eventos carbonatíticos e suas relações com as encaixantes tornaram mais claros. As mesmas evidências encontradas por Brod (1999) no carbonatito de Tapira em Minas Gerais, aonde rochas primitivas, classificadas como flogopita picritos, aparecem cortando carbonatitos, que são rochas mais evoluídas, ocorrem também no complexo de Catalão I. Isto significa que, a cronologia dos eventos descrita pelos vários autores que estudaram o Complexo Carbonatítico Catalão I, não necessariamente representa uma seqüência evolutiva, mas simplesmente a ordem em que um veio corta o outro adicionalmente complicada por recorrências sucessivas na atividade magmática.

2.1.4 Rochas de Transformação Carbo-hidrotermal

Carbonatitos dolomítico/magnésíticos com monazita

Subtipo Córrego do Garimpo

Além dos carbonatitos calcíticos/dolomíticos de ampla ocorrência por todo o complexo, existe um outro grupo de carbonatito cuja característica principal é a presença de grande quantidade de magnesita que adicionada à dolomita presente, eleva o teor de MgO para valores superiores a 40% (veja Figura II.65). Esta rocha se destaca dos demais carbonatitos por sua cor branca fosca quando fresco e rosa quando ligeiramente alterada. Outra característica é a presença de monazita hidrotermal substituindo a dolomita e apatita (Toledo, 1999). Para diferenciá-lo dos carbonatitos dolomíticos de origem magmática presentes no complexo, o autor propõe denominá-lo de “carbonatito dolomítico/magnésítico”.

Estes carbonatitos tais como seus protolitos ocorrem na forma de diques e veios em piroxenitos e flogopititos. Os diques e veios são subverticais (70°S) e subparalelos na direção leste-oeste com espessuras que variam do milímetro a alguns metros.

Os constituintes essenciais deste carbonatito, determinados por análise petrográfica, difratometria de raios X e microsonda eletrônica foram; dolomita, magnesita, monazita, pirita, serpentina e ankerita.

A monazita ocorre em bolsões centimétricos amebóides que, quando aglutinados, podem localmente constituir intervalos com mais de um metro de espessura. Associados a estes bolsões ocorrem sempre lenticulas centimétricas de pirita.

A composição modal não pôde ser determinada devido à granulação da monazita extremamente fina, disseminada e contornando os cristais de dolomita como produto de substituição. Entretanto, em amostra de mão (Figura II.80) a monazita se apresenta bem evidente em pequenos bolsões de cristais aglutinados formando uma área passível de ser medida. Sua cor verde contrastando com o branco da magnesita, o cinza da dolomita, o avermelhado da ankerita e o cinza-preto da pirita oxidada, permitiu uma classificação modal apresentada na Tabela II.14. Entretanto, observou-se que a distribuição dos minerais é bastante variável de um testemunho a outro, fazendo com que as proporções modais de monazita, magnesita e dolomita sejam extremamente variáveis. O diagrama triangular para

classificação dos carbonatitos mostra um leque de variação muito grande destas rochas com relação aos percentuais de CaO e MgO. A Tabela II.15 mostra outra análise modal do mesmo carbonatito tomado em profundidade diferente confirmando esta variação.

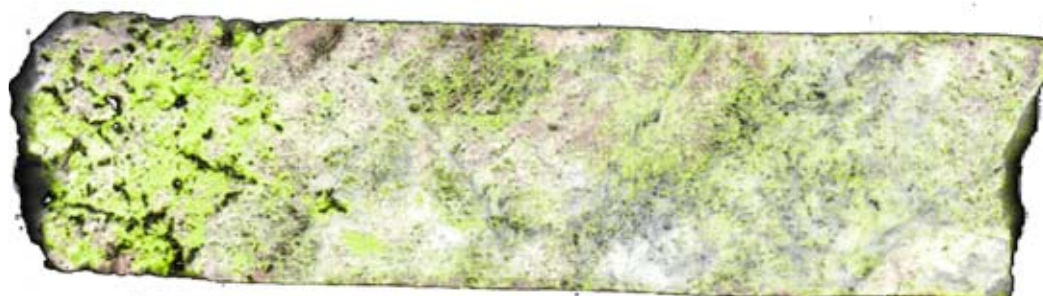


Figura II.80 Testemunho de sondagem do furo 56/07 a 237 metros localizado na parte leste do complexo Carbonatito dolomítico/magnésítico com monazita em bolsões amebóides (verde claro) e pirita oxidada associada (preto). Esta fotografia sofreu tratamento digital para realçar a cor verde da monazita. Localização das amostras: Figura anexo 01

<i>Tabela II.14. Análise modal da amostra de testemunho de sondagem do furo 56/07 a 237 metros em carbonatito com monazita</i>		
Mineral	Número de pixels	% de pixels
Monazita	[47351]	8.646
Magnesita	[81854]	14.946
Ankerita	[133398]	24.357
Pirita	[21737]	3.969
Dolomita	[263340]	48.083
Total	547680	100.00

Tabela II.15. Análise modal da amostra de testemunho de sondagem do furo 56/07 a 250 metros em carbonatito com monazita.

Mineral	Pontos computados	%
Monazita	[45840]	32.30
Magnesita	[52133]	36.73
Ankerita	[8453]	5.95
Pirita	[820]	0.57
Dolomita	[34658]	24.42
Total	141904	100

Os resultados apresentados para amostra a 125m do furo 56/07, por difração de raio X, revelou a presença de magnesita, dolomita, monazita, vermiculita, flogopita e crisotila. Os resultados da amostra 172m mostram uma mineralogia à base de crisotila, dolomita e monazita. Os resultados da amostra a 180m apresentam uma mineralogia à base de dolomita, flogopita e ilmenita. Os resultados da amostra 185m mostram a presença de flogopita e dolomita.

Subtipo Lagoa Seca Sul

Uma variação dos tipos de carbonatito dolomítico/magnésítico, mas relacionado ao mesmo processo, ocorre a sul e a oeste do principal corpo com monazita situado na região do Córrego do Garimpo. Nestes locais ocorrem além do tipo com monazita, carbonatitos acamadados horizontalmente onde são vistos níveis dolomíticos/magnésítico e níveis só dolomíticos associados com flogopita, magnetita e apatita. A Figura II.81 apresenta três amostras de testemunhos coletadas de um mesmo furo e do mesmo intervalo próximos aos 120 metros de profundidade da parte sul do complexo.

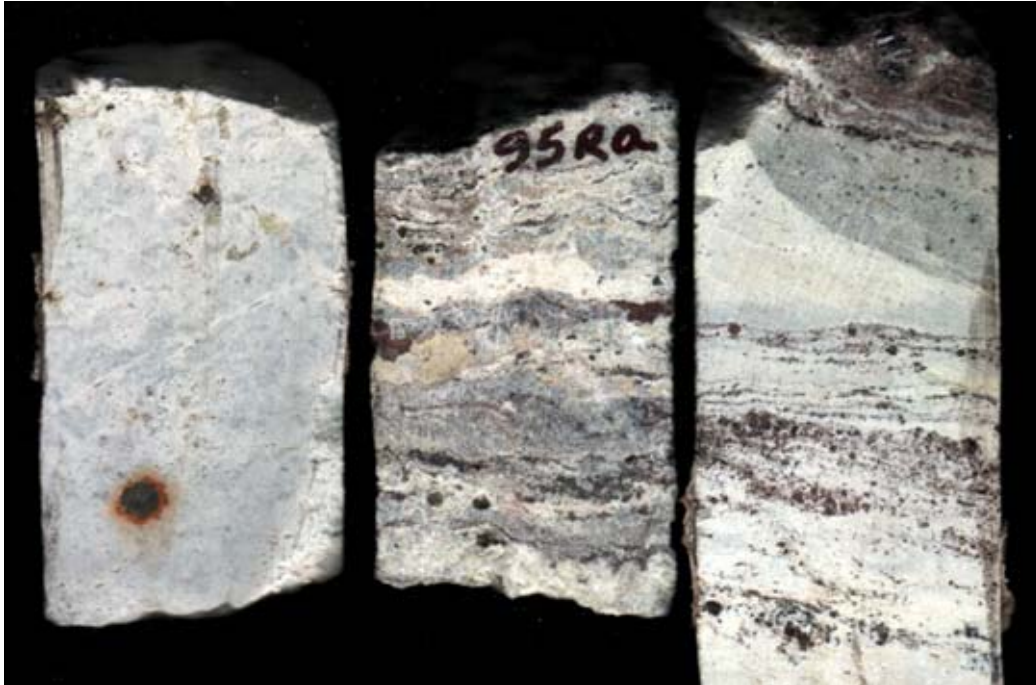


Figura II.81. Testemunhos de sondagem do furo 95/96/37/38 localizados na parte sul do complexo Figura anexo 01. Carbonatitos dolomíticos magnesíticos acamados horizontalmente, mostrando sinais de diferenciação por fluxo onde foram fracionados a flogopita, a apatita.

Petrografia – Microscopia Ótica

Deste grupo de rochas de ocorrência restrita no complexo, fazem parte os carbonatitos dolomíticos/magnesíticos do Córrego do Garimpo e da Lagoa Seca.

O carbonatito dolomítico/magnesítico portador da mineralização de monazita foi investigado sob microscópio ótico. Pelo menos sete fases foram identificadas:

- 1) Magnesita;
- 2) Dolomita;
- 3) Monazita;
- 4) Crisotila;
- 5) Minerais da família da crandalita;
- 6) Pirita;
- 7) Barita.

A investigação microscópica confirmou as fases minerais identificadas por difratometria e definiu as relações entre as texturas e fases. Inicialmente, três tipos de carbonato foram identificados: o primeiro, mais abundante, ocorre como agregados criptocristalinos turvos de cor cinza (Figura II.82). O segundo tipo forma cristais equigranulares, mas com a presença discreta de monazita intersticial (Figura II.83 e II.84). O terceiro tipo são restos de dolomita herdada da rocha original, quase sempre com as bordas corroídas e substituídas por monazita (Figura II.85).

A monazita, que também se apresenta na forma criptocristalina de aspecto nebuloso ou turvo, possui uma coloração marrom esverdeada, às vezes, apresenta forma botroidal, e está sempre associada aos carbonatos (Figura II.86 e II.87). Toledo (2002) identificou evidências mineralógicas que caracterizam a monazita como uma fase hidrotermal substituindo a dolomita. Neste trabalho o autor também identificou texturas de substituição de dolomita por monazita indicando este caráter hidrotermal da monazita (Figura II.88). Outras fases de origem hidrotermal associadas à monazita são a pirita e a barita (Figura II.89). Além destas, estão presentes a magnesita (Figura II.90), a crisotila (Figura II.91) e flogopita, identificadas inicialmente por difração de Raios X e posteriormente confirmadas por análise com microsonda eletrônica. A flogopita, dependendo da porção da rocha investigada, ocorre como cristais bem formados, com tamanhos variados, ou como cristais mostrando sinais de alteração hidrotermal, corroídos e substituídos por carbonato criptocristalino. Nestas amostras a mineralogia original ainda está parcialmente preservada (Figura II.92), indicando tratar-se de uma rocha ultramáfica composta de serpentina, flogopita e magnetita, o que explica a presença de crisotila em algumas amostras de carbonatito dolomítico/magnésítico. Nos furos de sonda realizados na região do Córrego do Garimpo é comum a presença de rochas ultramáfica em contatos difuso com os carbonatitos dolomítico/magnésítico indicando uma possível transformação por fluidos hidrotermais. Algumas vezes observam-se pseudoformas de flogopita, totalmente carbonatizados. As Figuras II.93 e II.94 e II.95, e II.96 apresentam exemplos das transformações das flogopitas em carbonatos.

Além das fases descritas acima foi também identificada a gorceixita, principalmente nas amostras porosas onde se identifica os primeiros sinais de intemperismo, facilitado por fraturas e pela porosidade imposta pela atividade hidrotermal,

apesar da profundidade (maior que 200 metros). A Figura II.97 mostra o aspecto geral da textura destes carbonatitos inclusive sua porosidade acentuada.

Figura II.82 Amostra CCR-17 furo de sonda 56/07 coletada a 237 metros. Carbonatito dolomítico/magnésítico mineralizado com monazita e pirita acessória. Detalhe dos carbonatos microcristalinos. Escala: 1cm = 0.22mm.

Figura II.83. Amostra CCR-27 furo de sonda 58/03 coletada a 277metros. Dois tipos de carbonatito: o primeiro, na parte superior da foto, é criptocristalino mineralizado a monazita. O segundo, na parte inferior da foto, é um carbonatito dolomítico com cristais mais grossos representantes da rocha original não afetada pela carbonatização hidrotermal. Escala: 1cm = 0.22mm.

Figura II.84. Amostra CCR-29a furo de sonda 58/03 coletada a 282m metros. Carbonatito dolomítico parcialmente afetado pela ação hidrotermal mineralizante da monazita que aparece como manchas turvas de cor cinza (LN). Nas partes limpas observa-se a dolomita equigranulares formando mosaicos. Escala: 1cm = 0.22mm.

Figura II.85. Amostra CCR-21 furo 58/03 coletada a 282 metros. Detalhe de um cristal de dolomita parcialmente substituído por monazita nos vazios deixados pela dissolução da dolomita por fluidos hidrotermais. Escala: 1cm = 0.071mm.

Figura II.86. Amostra CCR 24a do furo CCR-F1-52/24a. Detalhe dos carbonatos criptocristalinos (branco), monazita (verde escuro, marrom). Escala: 1cm = 0.071mm.

Figura II.87. Amostra 95Ra do furo 95/9637/38 profundidade de 120 metros. Aspecto geral de dois carbonatitos: do lado direito carbonatito dolomítico criptocristalino mineralizado com monazita botroidal criptocristalina. Do lado esquerdo observa-se cristais de dolomita bem formados e pouco alterados ou substituídos por outras fases. Escala: 1cm = 0.23mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

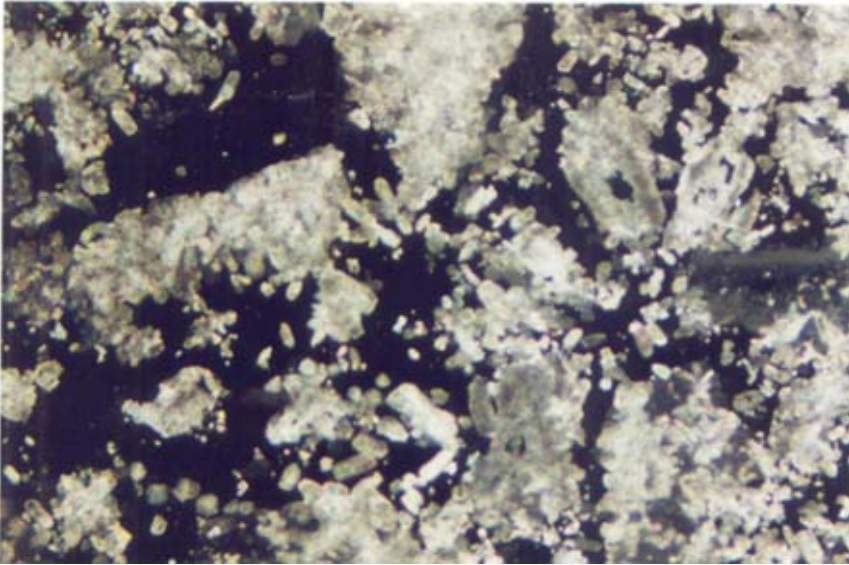


Figura II.82

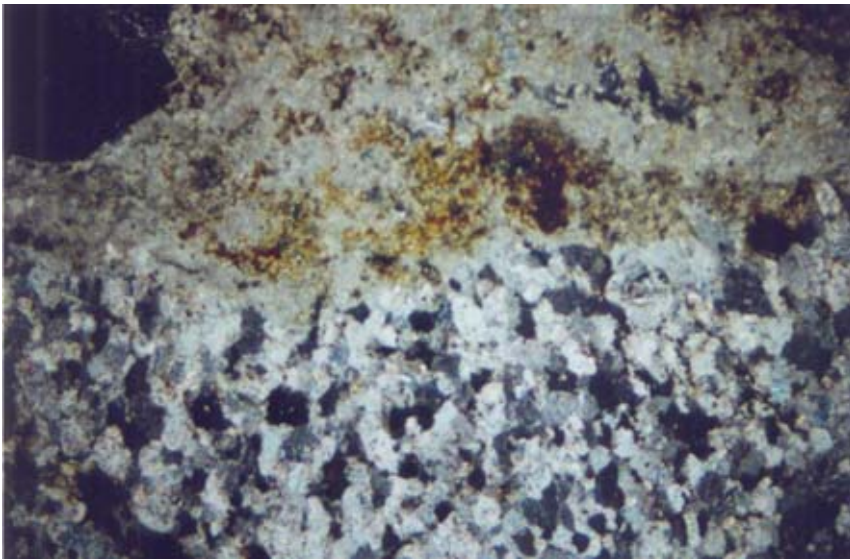


Figura II.83

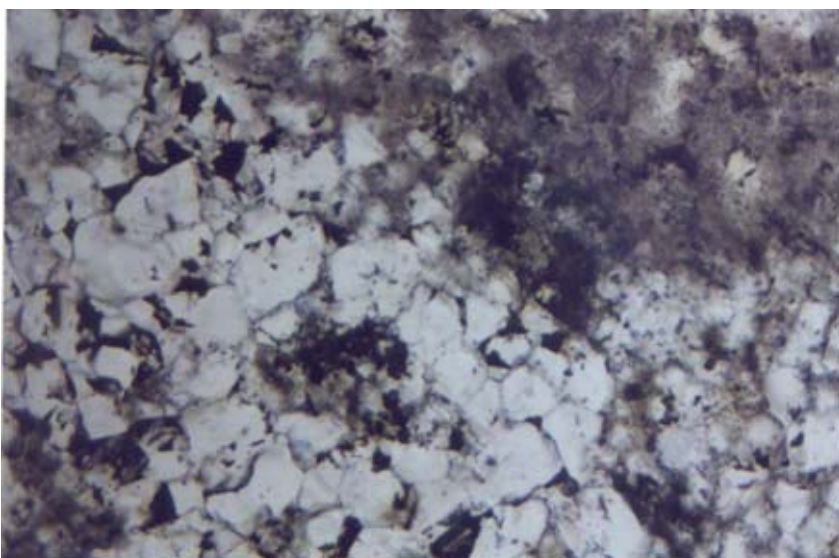


Figura II.84

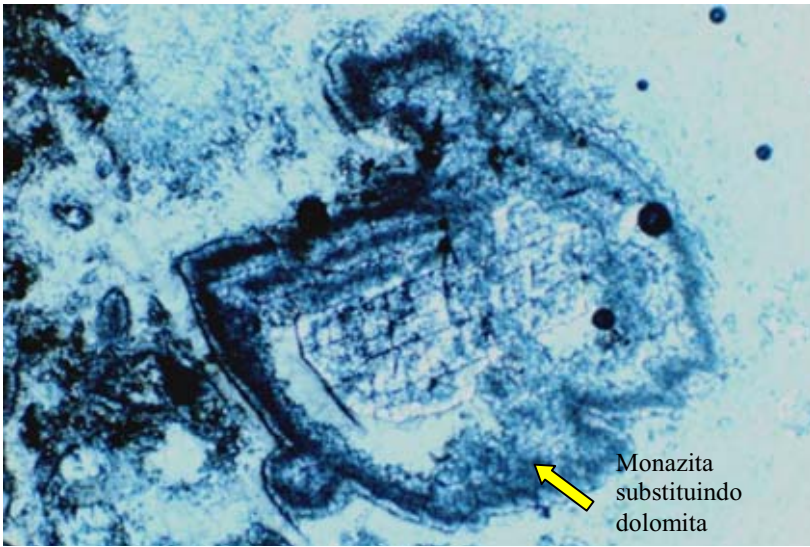


Figura II.85

Monazita
substituindo
dolomita

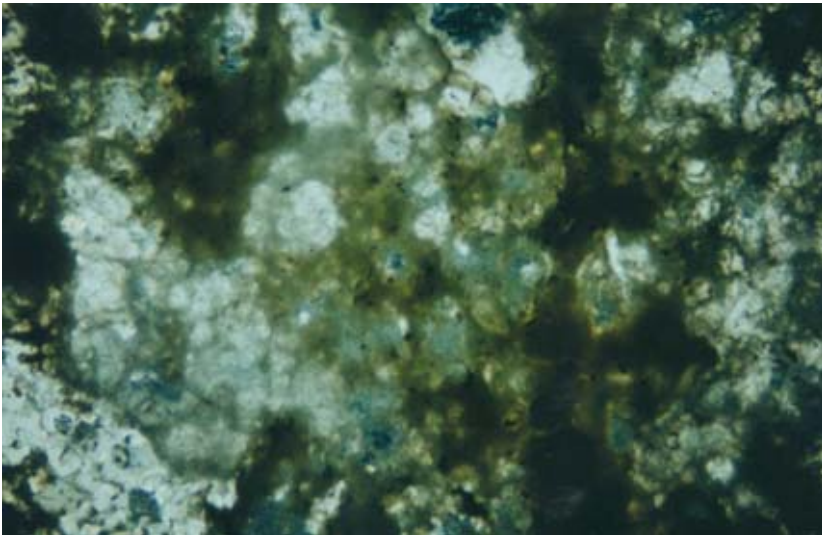


Figura II.86

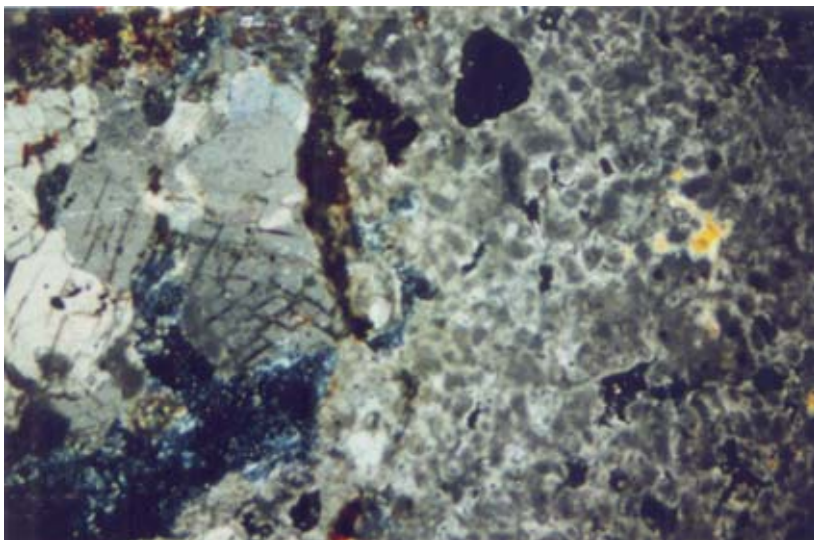


Figura II.87

Figura II.88. Amostra 95sa do furo 95/9637/38 profundidade de 128 metros. Aspecto geral do carbonatito magnesiano com monazita, barita e dolomita (LP). Escala: 1cm = 0.071mm.

Figura II.89. Amostra 95sa do furo 95/9637/38 profundidade de 128 metros. Aspecto geral das relações entre monazita, magnesita, barita, dolomita e pirita. Escala: 1cm = 0.071mm.

Figura II.90. Amostra CCR-17 furo 58/03 profundidade de 245 metros. Aspecto geral das relações entre monazita, magnesita, crisotila e dolomita. Escala: 1cm = 0.071mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

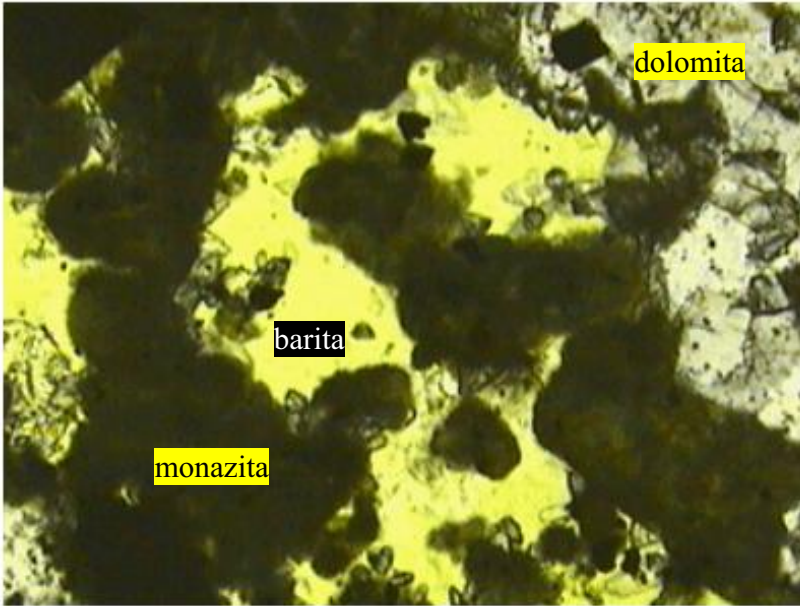


Figura II.88

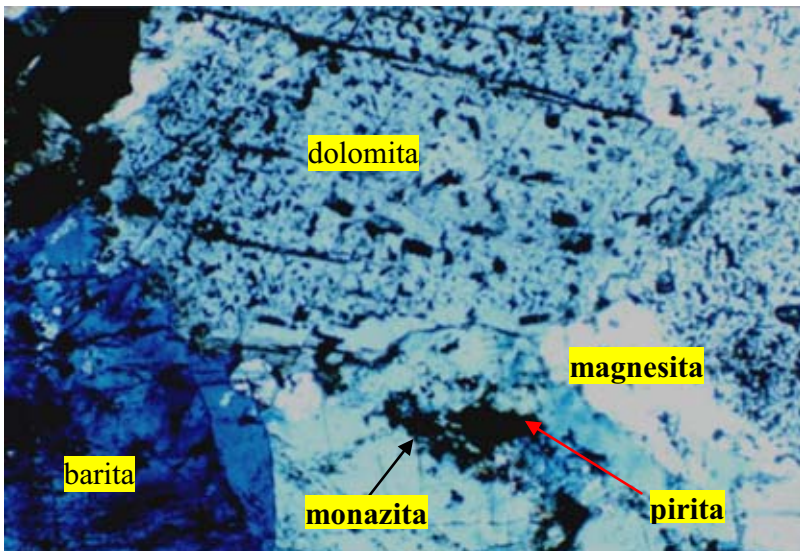


Figura II.89

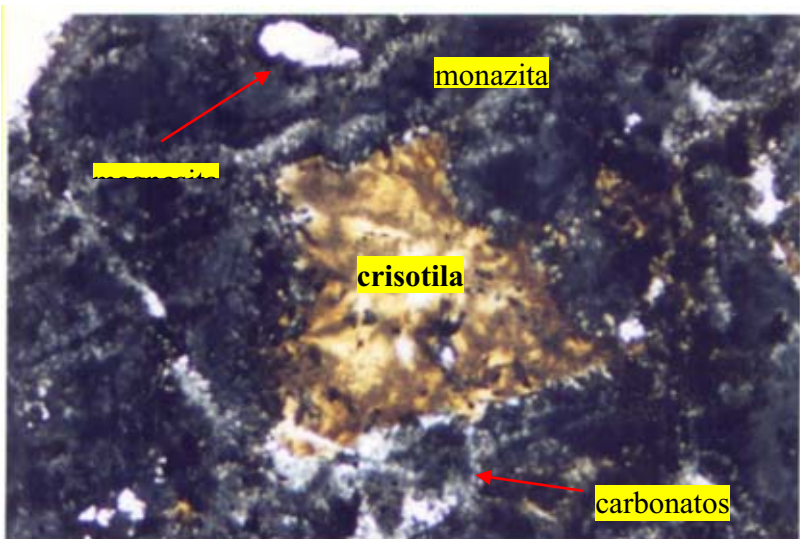


Figura II.90

Figura II.91. Amostra CCR-25a furo de sonda 5803 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica parcialmente carbonatizada. Observam-se cristais de tetra-ferriflogopita bem formados numa matriz de serpentinito e carbonato criptocristalino com magnetita. Escala: 1cm = 0.16mm.

Figura II.92. Amostra CCR-25a furo de sonda 5803 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica com carbonatização mais acentuada. A flogopita apresenta-se parcialmente substituída por carbonatos criptocristalinos e a monazita aparece entre carbonatos e a serpentina. Escala: 1cm = 0.048mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

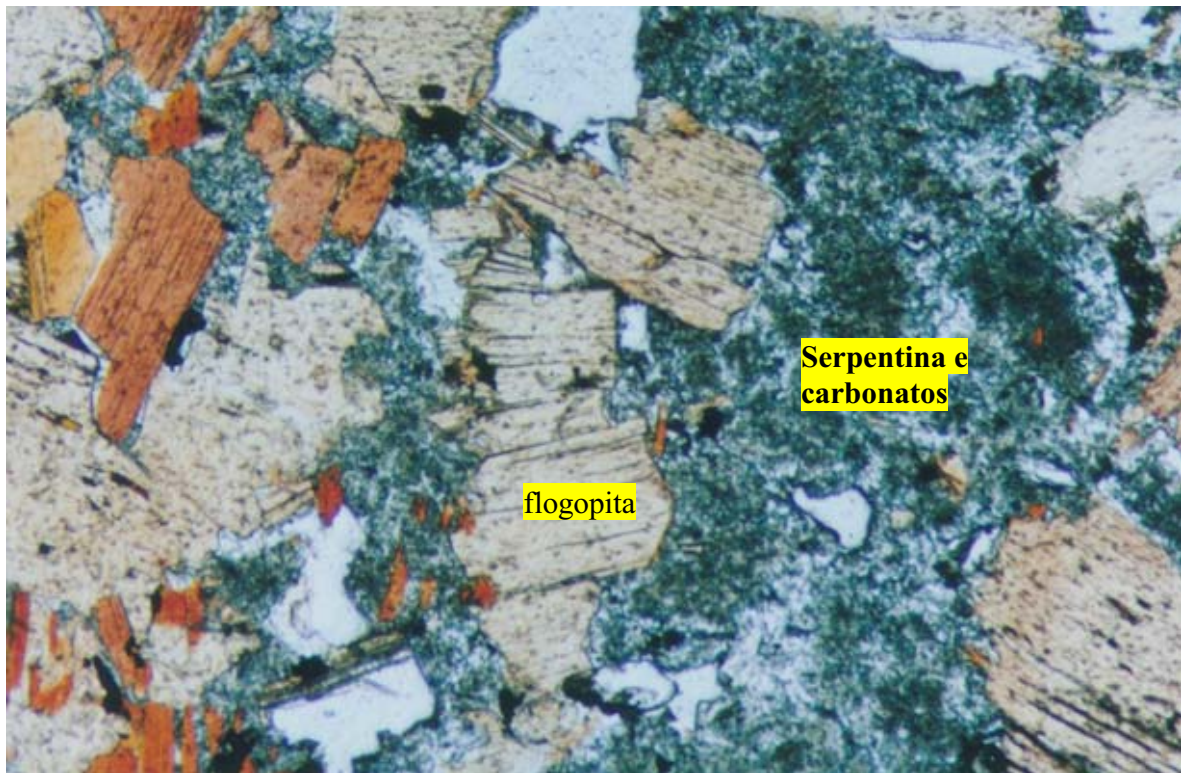


Figura II.91

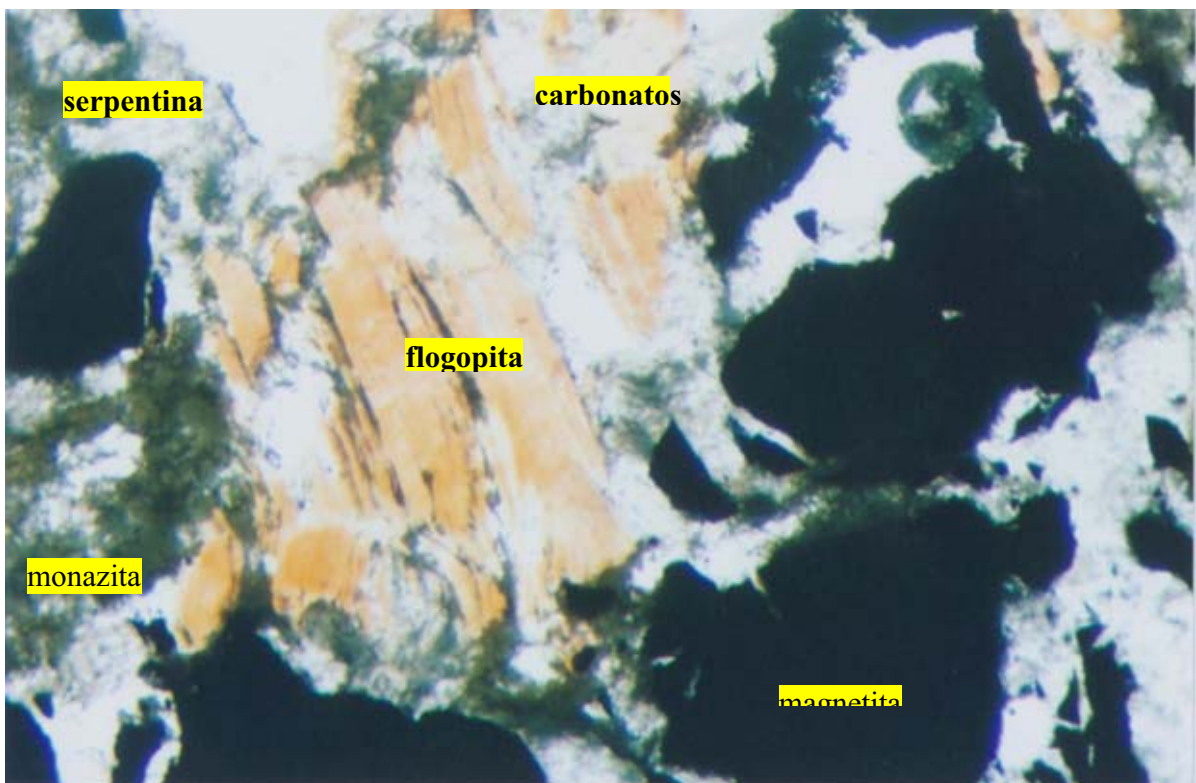


Figura II.92

Figura II.93. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral de rocha ultramáfica serpentizada e carbonatizada. A flogopita está parcialmente substituída por carbonatos criptocristalinos e a monazita aparece entre carbonatos e a serpentina. Escala: 1cm = 0.21mm.

Figura II.94. Amostra CCR-25a furo de sonda 58/03 profundidade 303m. Aspecto geral da carbonatização da rocha ultramáfica e da acentuada substituição da flogopita por carbonatos. Na região de maior carbonatização observa-se um clareamento da cor escura antes ocupada pela serpentina devido o aumento da proporção de carbonato Escala: 1cm = 0.21mm.

Figura II.95. Amostra CCR-17 furo 58/03 profundidade de 245 metros. Possível pseudomorfose de flogopita em carbonato magnésiano com monazita. Escala: 1cm = 0.065mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

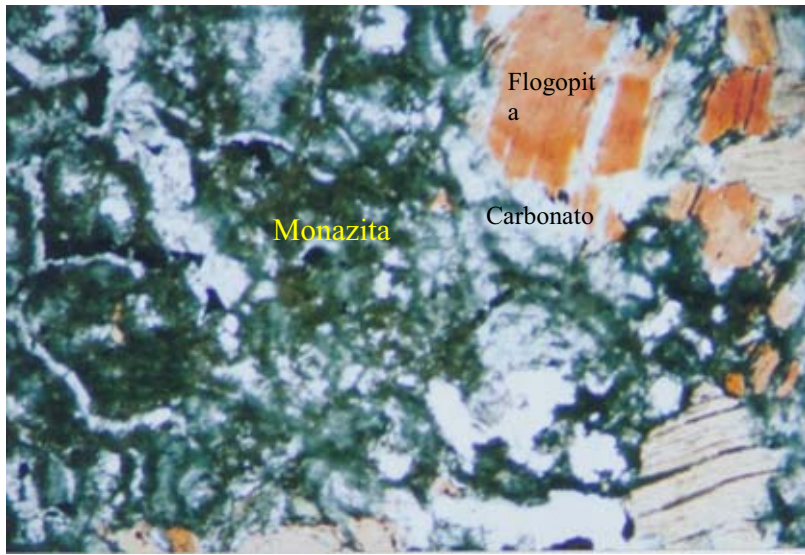


Figura II.93

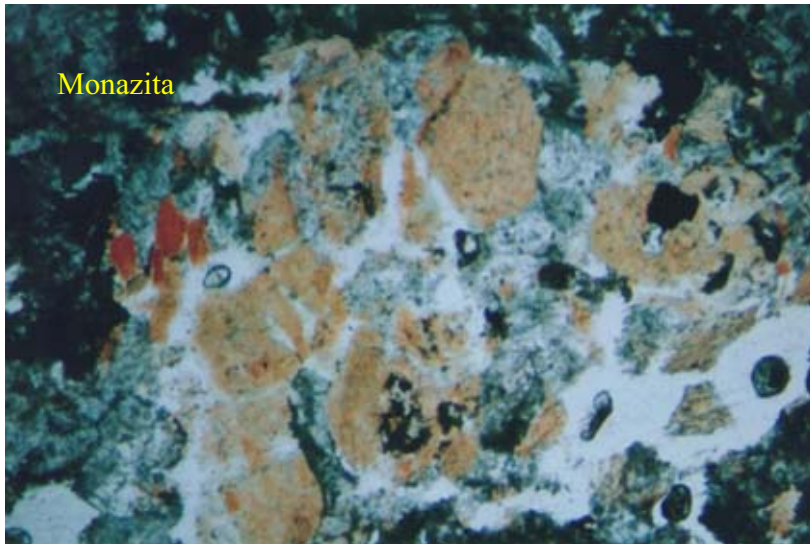


Figura II.94

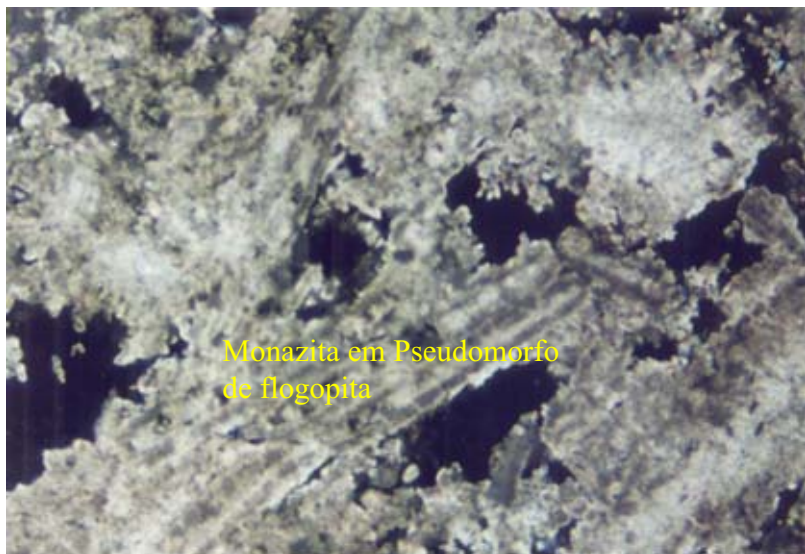


Figura II.95

Figura II.96. Amostra 95Ra do furo 95/96/37/38 profundidade de 120 metros. (A) Montagem de três microfotos com comprimento total equivalente a 7.5mm. Notar a heterogeneidade destes carbonatitos. Algumas partes da rocha são intensamente afetadas pelo processo de carbonatização e fixação da monazita e outras partes da rocha refletem o processo de lixiviação a partir da porosidade gerada pelos fluidos hidrotermais. Nos locais onde a lixiviação é mais pronunciada e a porosidade mais acentuada, formam-se drusas microscópicas com cristalização de minerais da família da crandalita como, por exemplo, gorceixita micro/criptocristalina e em esferulitos com extinção esferoidal (B). A presença de restos de flogopita nestes locais sugere que os fosfatos aluminosos da série da crandalita estão associados às partes originalmente mais ricas em flogopita que podem ter sido a fonte do alumínio. (C) Detalhe da monazita que aparece no canto direito inferior da foto (A). Escalas: 1cm = 0.10mm para foto (A) e 0.066 mm.

Localização das amostras: Figura anexo 01

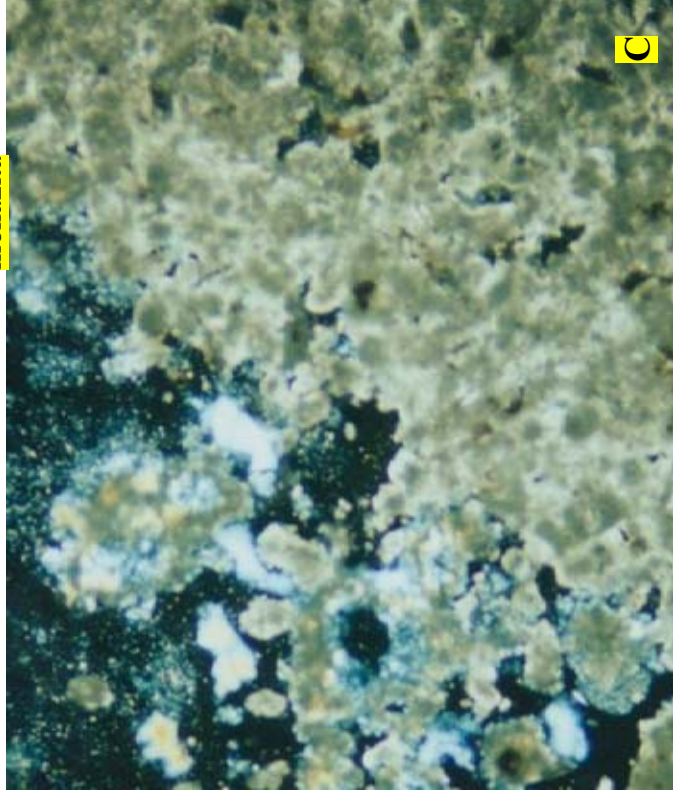
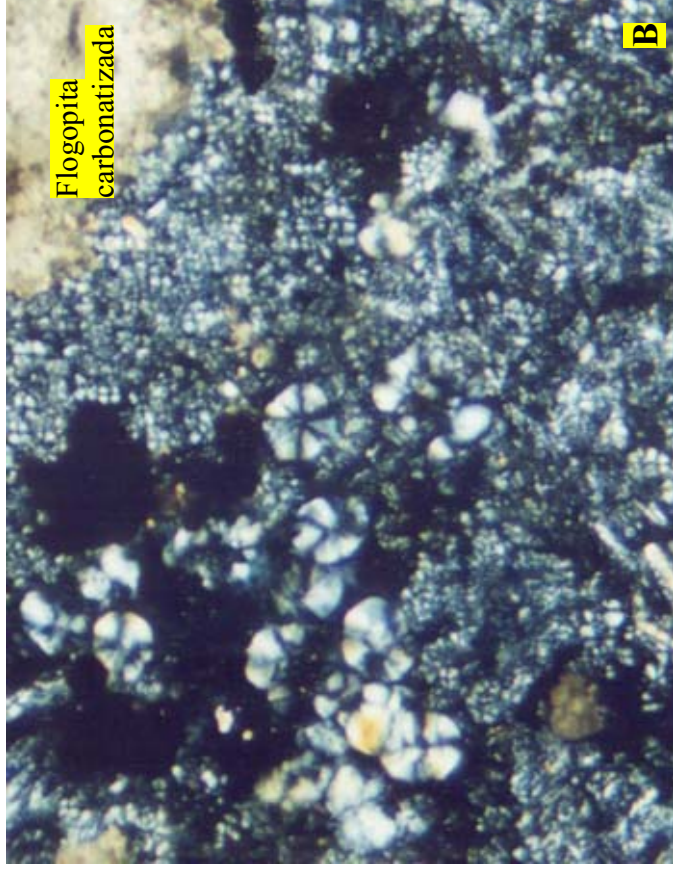
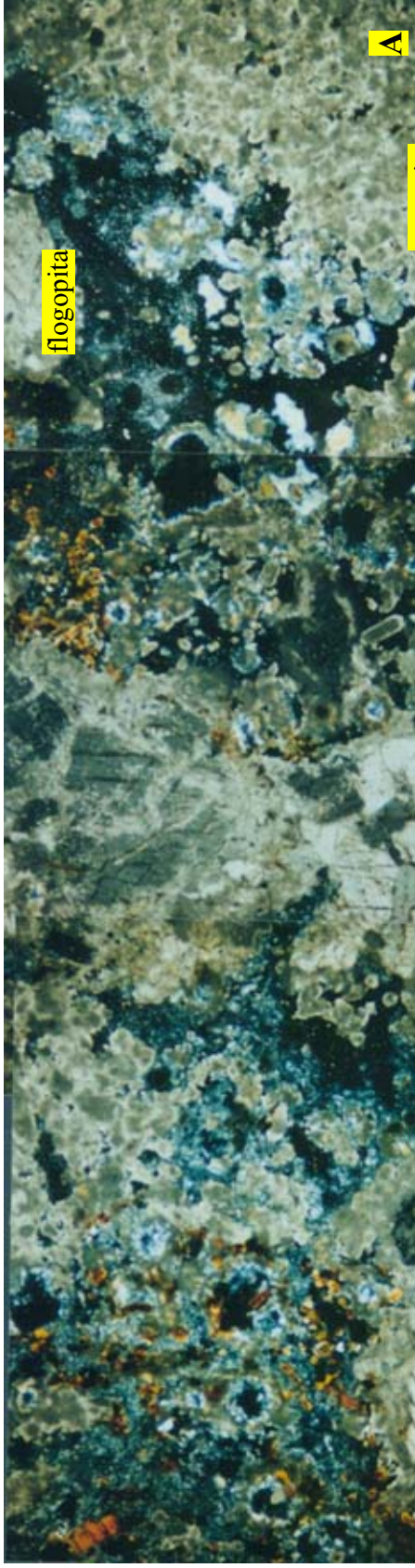


Figura II.96

Nelsonitos e nelsonitos/carbonatitos com monazita

Subtipo Lagoa Seca Norte

Ribeiro *et al.* (2001 e 2005) estudaram um conjunto de rochas alcalinas com *pipes*, veios e diques associados situados na parte oeste do Córrego do Garimpo (Figura II.97), denominado Lagoa Seca Norte, próximo ao centro do complexo. Semelhante àqueles carbonatitos dolomíticos/magnésíticos descritos anteriormente, estas rochas também apresentam evidências de transformações hidrotermais, identificadas pela mineralização de monazita (Toledo, 1999) e pela lixiviação da magnetita. Foram definidos dois grupos de rochas denominados de C1 e C2 e dois subconjuntos de C2 denominados de C2a e C2b (Figura II.98).

Unidade C1

As rochas da unidade C1 são altamente intemperizadas, mas os protolitos podem ser petrograficamente classificados como membros da série foscorítica, predominantemente nelsonitos. São compostos essencialmente de magnetita (20%) e apatita primária intercrescida e cimentada por apatita secundária (30%), com quantidades subordinadas de pirocloro (acima de 5%) e monazita. Calcedônia, quartzo, hidróxido de ferro e argilominerais são produtos comuns de intemperismo. Estas rochas são cortadas por veios verticais de vivianita de 1 a 10 cm de espessura, bem como veios de monazita e barita.

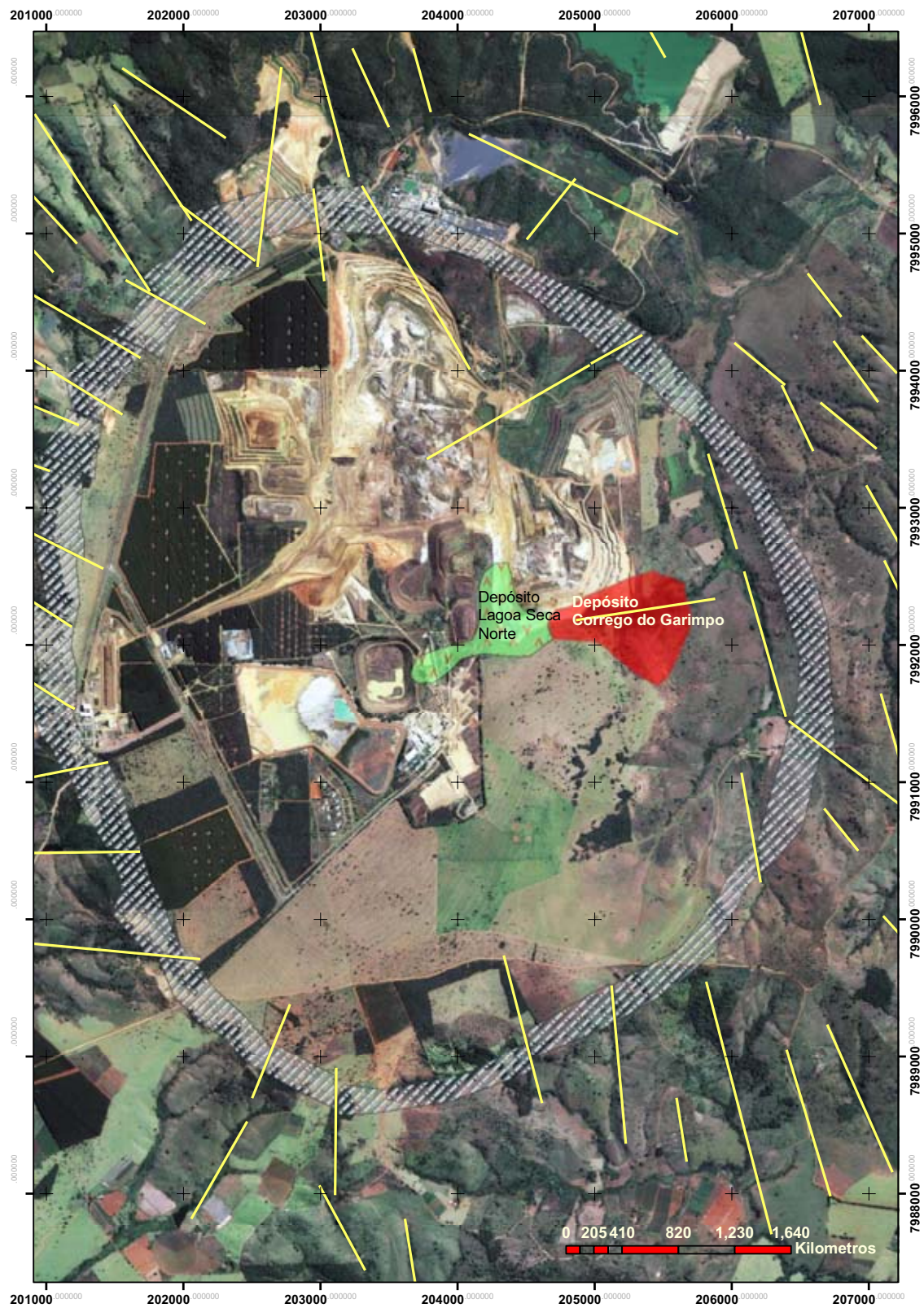


Figura II.97. Localização dos depósitos de monazita tipo Lagoa Seca Norte e, Córrego do Garimpo

As rochas da unidade C2a são de granulação média a grossa (tamanho do grão variando de 1 a 3mm) composto predominantemente por apatita (80%), e agregados em treliça de ilmenita (20%) subordinado. As dimensões e arranjo interno dos agregados sugerem uma origem para a ilmenita como exsolução lamelar em antigos grãos de titano-magnetita onde a magnetita hospedeira foi completamente destruída (Figura II.99). Feições similares foram descritas por Gaspar *et al.* (1994) no complexo Catalão. Duas variedades de apatita podem ser observadas: a primeira consiste de cristais alongados com pouca ou nenhuma inclusão. A segunda variedade compreende cristais cobertos por um filme acinzentado, composto de apatita criptocristalina e/ou outros fosfatos secundários que resultam em um aspecto enfumaçado dos grãos de apatita originais.

Esta unidade amolda-se sobre a topografia irregular de C1, corroída e erodida pela entrada de diques alimentadores.

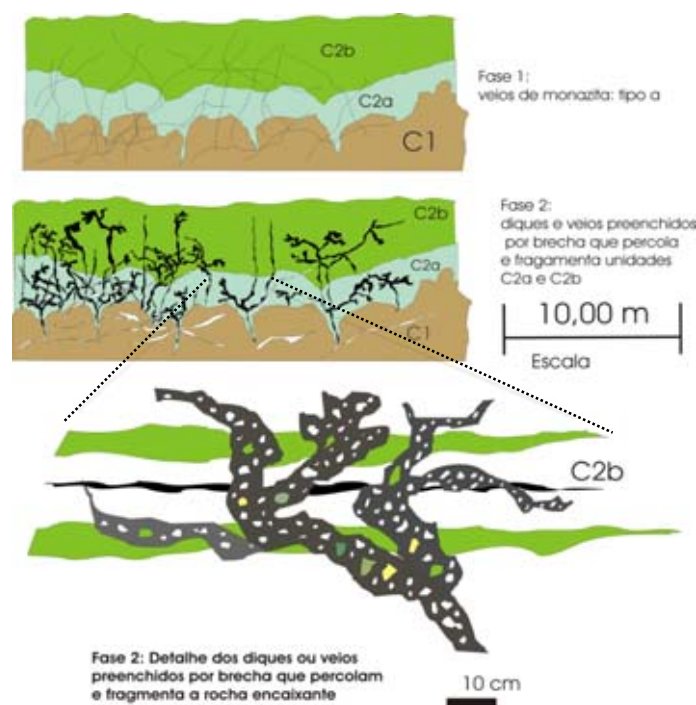


Figura II.98. Esquema geológico para representar as unidade C1 e C2 e as subdivisões C2a e C2b de C2.

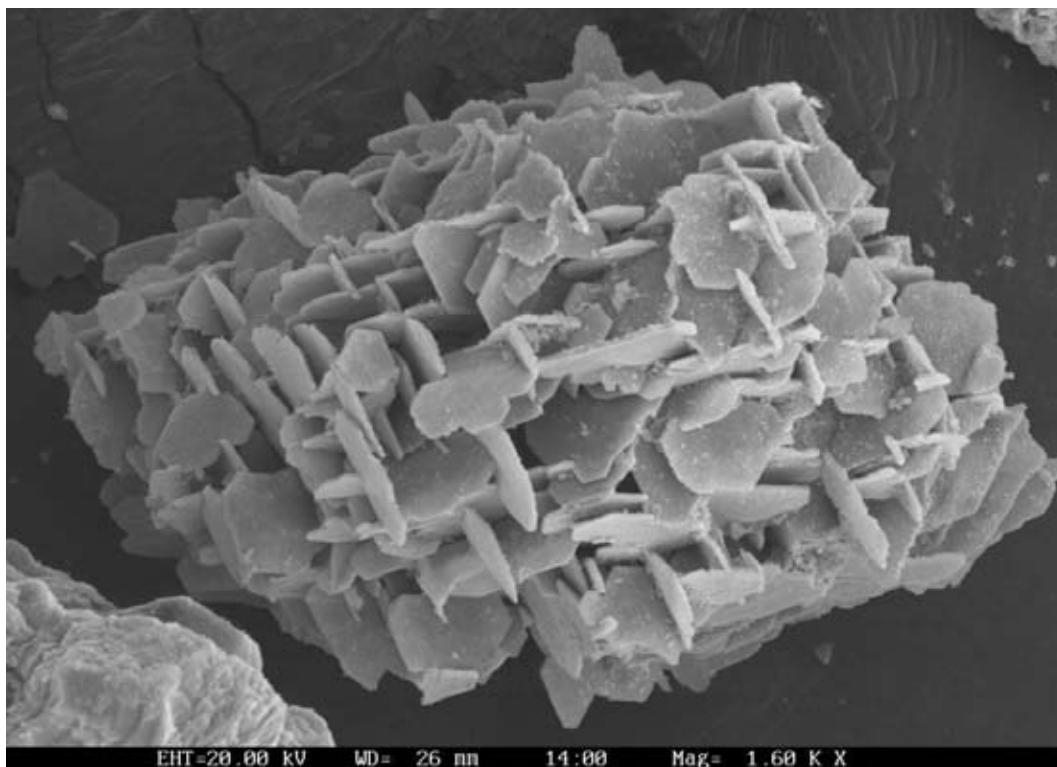


Figura II.99. Relictos de lamelas de exsolução de ilmenita em antigo grão de magnetita.. Note a pequena espessura das lamelas, da ordem de 2 μ m. Imagem de elétrons secundários.

A unidade C2b é formada por uma rocha bandada horizontalmente, fortemente dominada por monazita, que ocorre como camadas métricas a centimétricas, alternando com lentes ou camadas de agregados de ilmenita lamelar e com concentrações de fosfatos secundários de granulação muito fina (gorceixita). As lentes podem ocorrer isoladas ou ser conectada por finas faixas horizontais. A monazita é muito fina possuindo um aspecto coloidal e a cor variando de marrom amarelado/esverdeado a verde. Tassinari (2001) caracterizou a monazita como agregados microcristalinos, com os cristálitos variando de uns poucos microns, raramente atingindo 0,037 milímetros (Figura II.100). A gorceixita ocorre como concentrações globulares, muitas vezes com extinção esferulítica, como pseudomorfos tabulares de lamelas de flogopita, ou como um constituinte de matriz muito fina, junto com anatásio, quartzo, titanita, Ba-pirocloro e barita. Quantidades subordinadas de argilominerais, zircão, e óxidos de ferro têm também sido identificados nestas rochas por Tassinari (2001).

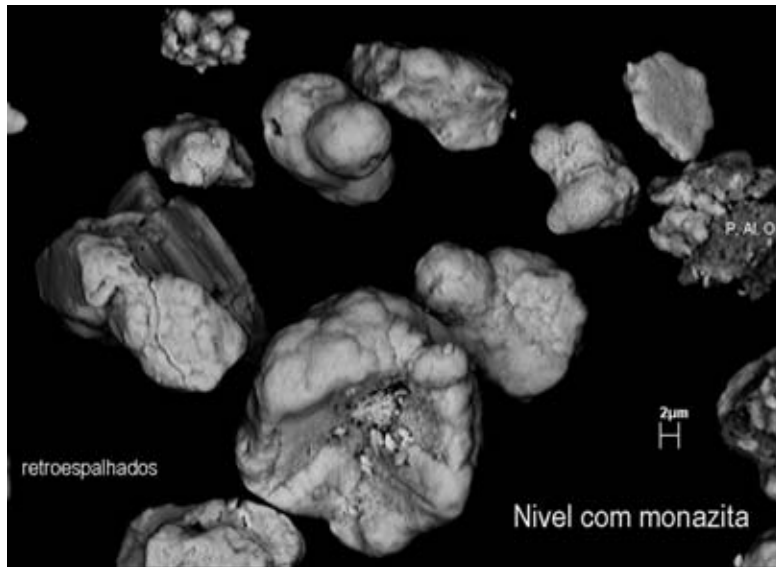


Figura II.100. Agregados concrecionares de monazita (MEV, elétrons retroespalhados). Cortesia de Tassinari (2001).

Feições comuns tanto da unidade C2a como C2b são as estruturas de fluxo que se destacam pelo estiramento da ilmenita e deformações das camadas foscoríticas que comportam a mineralização da monazita (Figura II.101).

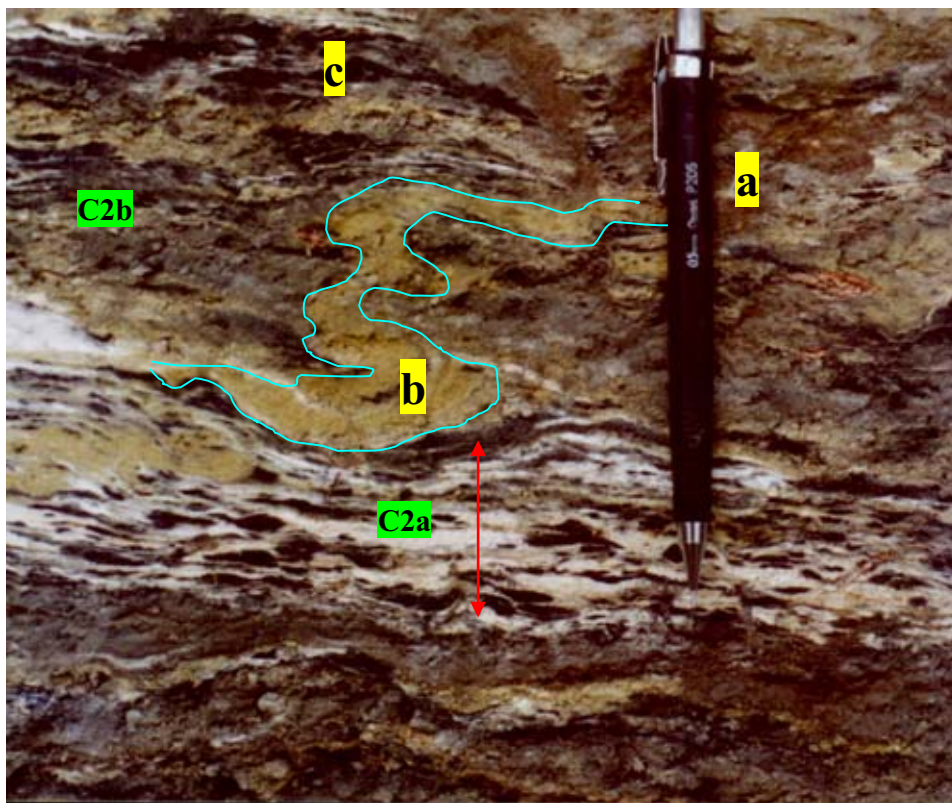
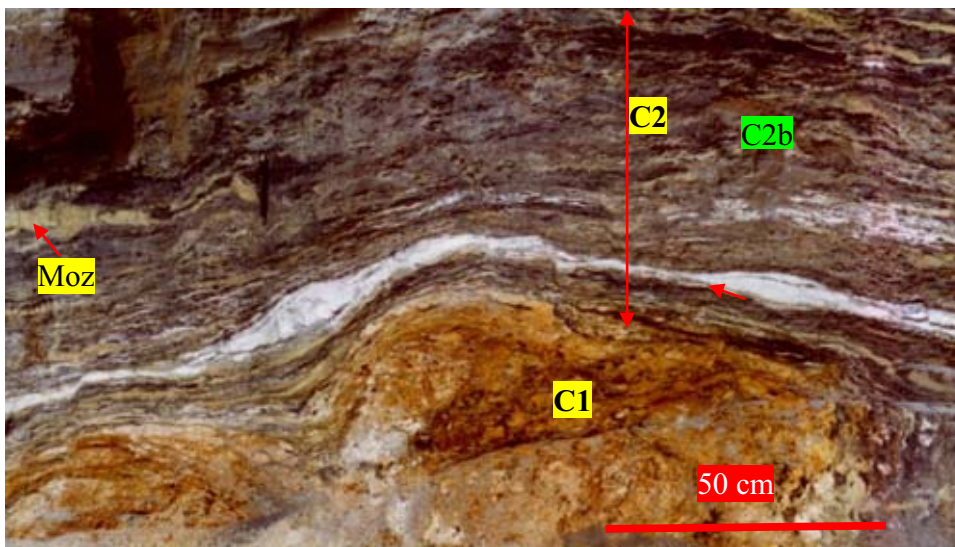


Figura II.101. Na foto superior observa-se em marrom claro foscórito intemperizado denominado de C1 por Ribeiro et al.,(2001). Assentado sobre o foscórito (C1) ocorrem camadas horizontais (C2) constituídas de carbonatito dolomítico/magnésítico, intercalado a camadas de monazita, ilmenita e nelsonito e subdividida em C2a e C2b (Ribeiro et al., 2001). A foto(2) é um detalhe da camada C2 com (a) carbonatito, (b) monazita com estrutura de slump, (c) ilmenita, e (C2a) nelsonito e relictos de lamelas de exsolução de ilmenita.

A Figura II.102 mostra os efeitos da ação hidrotermal dos fluidos sobre os foscóritos basais C1 introduzindo uma profunda alteração com retirada do ferro da magnetita e um enriquecimento da rocha original (C1) em fósforo e ETR formando monazita, apatita e carbonatos. Esta região, alterada por fluidos hidrotermais, foi denominada por Ribeiro et al. (2001) de C2a. Nesta figura observa-se na foto da direita o conduto responsável pela alimentação dos fluidos hidrotermais ressaltado de forma digital. Estes condutos encontram-se preenchidos por microbrecha e são mostrados em detalhe na Figura II.103 com fotos tomadas em C2a.

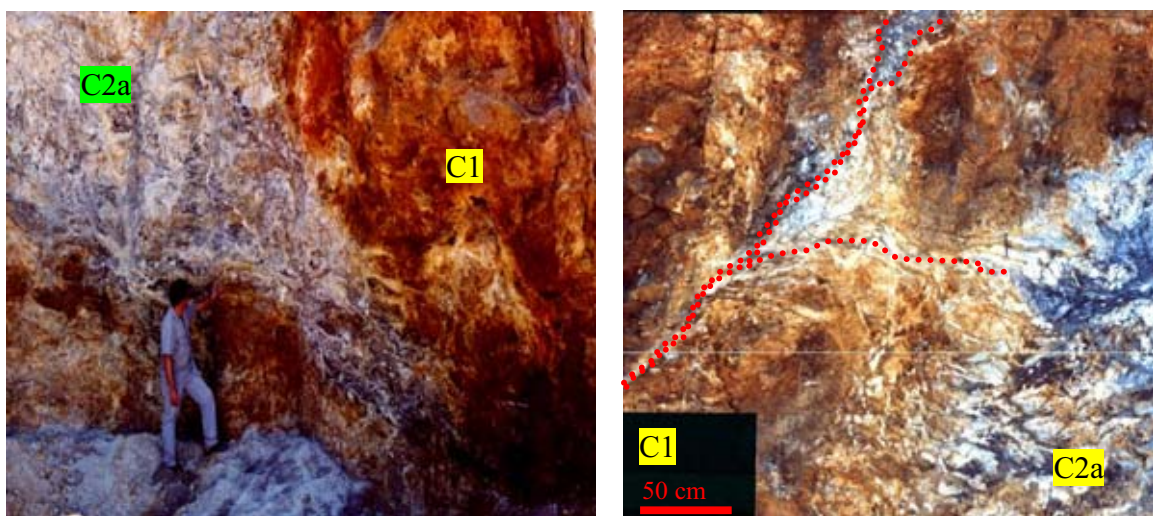


Figura II.102. Aspecto geral da alteração hidrotermal sobre foscóritos (intemperizado marrom) C1. A introdução dos fluidos deixa marcas típicas de hidrotermalismo com o branqueamento da rocha original ocasionado pela retirada quase que total do ferro da magnetita restando agregados esqueléticos de ilmenita em treliça (Ribeiro et al., 2001 e 2005). Na região afetada observa-se um forte enriquecimento em fósforo, monazita e carbonatos. Na foto da direita é mostrado o conduto alimentador dos fluidos.

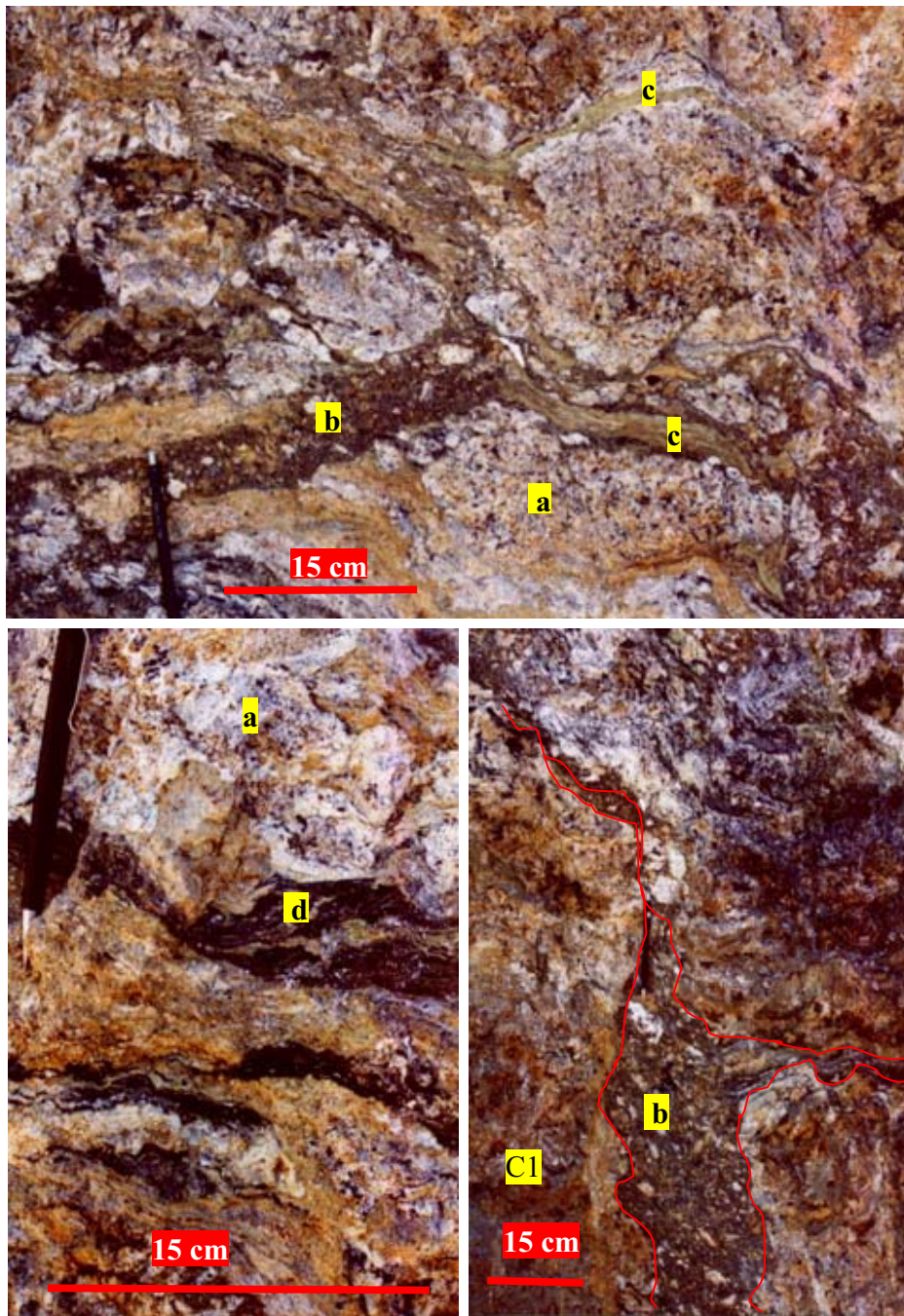


Figura II.103. Detalhe da unidade C2a resultante da alteração hidrotermal de C1. Em (a) tem-se um nelsonito e carbonatito dolomítico/magnésítico; em (b) conduto dos fluidos hidrotermais preenchido por brecha; em (c) veios de monazita; em (d) nível de ilmenita em treliça proveniente da lixiviação da magnetita.

A Tabela II.16 mostra as principais diferenças químicas (análises parciais de rocha total) entre as unidades C1, C2a e C2b. Todas as rochas são extremamente pobres em SiO₂. Os altos teores de TiO₂, CaO e P₂O₅, e relativamente alto de elementos de terras raras (ETRL) contidos na unidade C1 são consistentes com a composição da rocha primária foscorítica (nelsonito?). A amostra C2a é um apatitito, coerente com os altos teores de CaO e P₂O₅. A unidade C2b tem um conteúdo mais elevado de ETRL e mais baixo de CaO, consistente como o domínio da monazita nesta unidade.

Tabela II.16. Análises parciais de rocha total das unidades C1 e C2a e C2b.

Unidade	C1	C2a	C2b
SiO ₂	3.94	0.50	3.31
TiO ₂	10.50	5.75	5.51
Al ₂ O ₃	5.33	2.87	4.21
Fe ₂ O ₃	6.13	3.09	3.30
CaO	22.90	41.90	2.80
P ₂ O ₅	24.30	33.70	20.20
ETRL ₂ O ₃	9.58	4.12	39.80
Total	82.68	91.93	79.13

Outra característica deste conjunto de rochas são os *pipes* de explosão preenchidos por brecha, que nascem nesta unidade. Estes *pipes* serão descritos na próxima seção.

Química Mineral

Apatita

A apatita foi analisada de um apatitito/nelsonito da unidade C2a. Não existe nenhuma variação sistemática notável entre as duas variedades de apatita. As análises (Tabela II.17) são características de fluorapatita (acima de 3.67 % F), com relativamente baixo teor de SrO (até 0.86 %), e alto Ce₂O₃. O teor de P₂O₅ está na faixa de 39.77 – 41.54 %, indicando que os grãos de apatita analisados são relativamente inalterados. As características de química total são consistentes com aquelas apatitas dos últimos estágios magmáticos do complexo carbonatítico de Araxá da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Torres, 1996) e de outras áreas do complexo Catalão I (M.C.M. Toledo e S. L. Lenharo, com. pess.), e distinta daquelas apatitas secundárias (intemperizadas), que apresentam muito baixo teor de ETRL total, bem como um menor teor de P₂O₅ devido à incorporação de CO₂. Isto está em conformidade como o caráter residual dos líquidos envolvidos na geração das rochas foscoríticas e carbonatíticas da Lagoa Seca.

Tabela II.17. Análises de apatita no nelsonito da unidade C2a

Análises no.	1	2	3	4
Unidades	c2a	c2a	c2a	c2a
SiO ₂	0.47	0.41	0.72	0.02
Al ₂ O ₃	nd	0.02	0.04	0.03
FeO	nd	0.01	0.20	0.04
MgO	0.03	0.01	0.04	0.02
SrO	0.86	0.85	na	0.77
BaO	nd	nd	nd	0.19
CaO	53.40	53.53	51.08	51.52
K ₂ O	0.24	0.48	0.02	0.00
P ₂ O ₅	41.32	40.48	39.77	41.54
Ce ₂ O ₃	1.84	2.71	3.71	5.86
SO ₃	nd	nd	0.02	0.01
F	na	na	3.67	na
Total	98.16	98.50	99.27	100.00

Cations normalizados para Fe+Mg+Ba+Sr+Ca+K+Ce = 10

Fe	0.000	0.001	0.030	0.006
Mg	0.007	0.003	0.011	0.005
Ba	0.000	0.000	0.000	0.013
Sr	0.085	0.083	0.000	0.077
Ca	9.742	9.643	9.715	9.529
K	0.051	0.103	0.005	0.000
Ce	0.115	0.167	0.241	0.370
Si	0.079	0.069	0.127	0.003
P	5.957	5.763	5.977	6.071
S	0.000	0.000	0.003	0.002
Al	0.000	0.003	0.008	0.007
Total	16.036	15.834	16.116	16.083
F	0.000	0.000	2.060	0.000

Monazita

A monazita é um constituinte essencial da rocha C2b, onde ocorre como camada de agregados microcristalinos (Tassinari, 2001). Análises são mostradas dadas na Tabela II.18. A monazita de C2b mostra pequenas variações nos constituintes maiores, com o total do conteúdo do óxido de ETR variando de 50.3 to 58.9, do P₂O₅ entre 23.1 to 26.3%. A Figura II.104 compara monazita de C2b normalizado pelo padrão de ETR do condrito com ocorrências deste mineral em outros tipos de rocha de Catalão I (Toledo, 1999). O conteúdo total de ERTL das monazitas de C2b e suas razões La/Nd normalizados pelo condrito são similares para aquela monazitas dos carbonatitos de Catalão I. As monazitas dos silexitos tem uma inclinação mais acentuada no padrão de ETR, enquanto a monazita do perfil de intemperismo tem um perfil de ETR menos fracionado do que a monazita de C2b.

Tabela II.18. Análises de monazita da unidade C2a.

Análise no.	1	2	3	4	5	6	7
Unidade	c2b	c2b	c2b	c2b	c2b	c2b	c2b
Al ₂ O ₃	0.131	0.215	0.334	0.374	0.320	0.129	0.275
SiO ₂	0.079	0.079	0.000	0.025	0.131	0.055	0.052
P ₂ O ₅	25.41	26.37	25.62	25.53	23.14	24.45	24.80
CaO	1.081	1.120	1.215	1.279	1.211	1.124	1.153
FeO	0.000	0.000	0.090	0.141	0.041	0.020	0.052
SrO	2.672	2.622	2.749	2.831	2.629	2.380	2.638
BaO	0.502	0.683	0.829	0.777	0.716	0.653	0.764
La ₂ O ₃	18.91	19.37	21.13	19.43	17.48	19.63	16.41
Ce ₂ O ₃	28.82	29.52	28.00	29.17	25.86	27.80	29.83
Pr ₂ O ₃	2.074	2.197	2.237	2.142	1.920	1.856	2.426
Nd ₂ O ₃	6.664	7.012	5.594	6.472	4.783	5.522	8.123
Sm ₂ O ₃	0.489	0.405	0.024	0.230	0.265	0.105	0.509
Eu ₂ O ₃	0.049	0.208	0.031	0.114	0.042	0.271	0.624
Gd ₂ O ₃	0.048	0.152	0.000	0.071	0.000	0.000	0.000
Dy ₂ O ₃	0.100	0.036	0.090	0.000	0.000	0.173	0.000
Total	87.028	89.977	87.948	88.585	78.542	84.161	87.651
ETRL ₂ O ₃	57.157	58.891	57.109	57.632	50.350	55.354	57.922

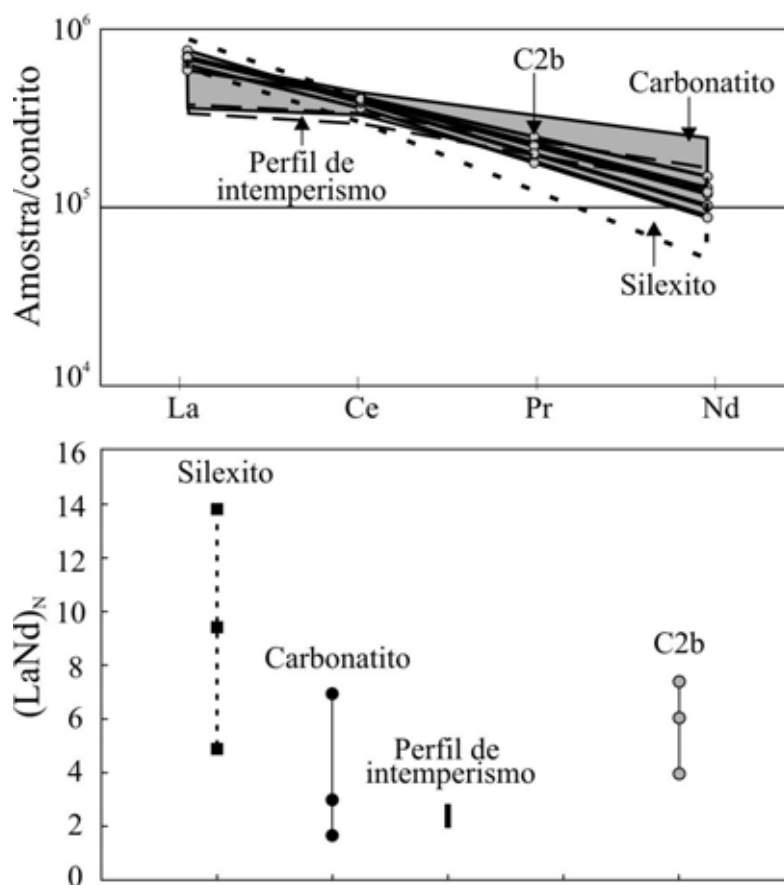


Figura II.104. Comparação entre a monazita de C2b normalizada pelo padrão de ETR do condrito com monazita em silexito, carbonatito e do perfil de intemperismo do Córrego do Garimpo.

Análises de ilmenita da unidade C2a são apresentadas na Tabela II.19. A ilmenita analisada é rica em magnésio, variando entre 14.5 to 20.4 % de MgO. A ilmenita da unidade C2a mostra forte similaridade com ilmenita de alto Mg descritas nos carbonatitos de Jacupiranga no SE do Brasil (Gaspar e Wyllie, 1983).

Tabela II.19. Análise de ilmenita da unidade C2a.

Análise no.	1	2	3	4	5	6
Unidade	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a
SiO ₂	0.01	0.27	0.01	0.03	0.02	0.04
TiO ₂	58.72	52.86	57.53	60.17	58.20	57.12
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.52
FeO	20.51	15.45	22.78	19.97	21.81	19.58
Fe ₂ O ₃	0.00	8.15	0.99	0.00	0.00	1.46
Cr ₂ O ₃	0.00	0.89	0.03	0.06	0.00	0.03
MnO	4.34	1.01	3.87	1.92	3.71	4.66
MgO	15.53	20.44	14.53	16.51	15.38	15.90
Nb ₂ O ₅	0.68	0.34	0.00	0.12	0.69	0.03
Total	99.79	99.41	99.74	98.78	99.83	99.35
Cations on the basis of 3 Oxygen						
Si	0.0002	0.0061	0.0001	0.0007	0.0005	0.0009
Al	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0005	0.0139
Ti	0.9955	0.8839	0.9856	1.0153	0.9896	0.9715
Fe ²⁺	0.3867	0.2873	0.4338	0.3746	0.4122	0.3703
Fe ³⁺	0.0000	0.1361	0.0169	0.0000	0.0000	0.0248
Cr	0.0000	0.0156	0.0005	0.0011	0.0000	0.0005
Mn	0.0828	0.0190	0.0747	0.0365	0.0710	0.0893
Mg	0.5217	0.6773	0.4934	0.5522	0.5183	0.5358
Nb	0.0069	0.0035	0.0000	0.0012	0.0071	0.0003
Total	1.99	2.03	2.01	1.98	2.00	2.01

Rochas de origem piroclástica: Pipes de explosão, veios e diques associados. O Fe²⁺ foi calculado por estequiometria.

Associado às rochas foscoríticas com monazita do subgrupo *Lagoa Seca norte* situados sob sedimentos lacustres, ocorrem *pipes*, veios e diques alojados nas unidades C2a e C2b (Figura II.105).

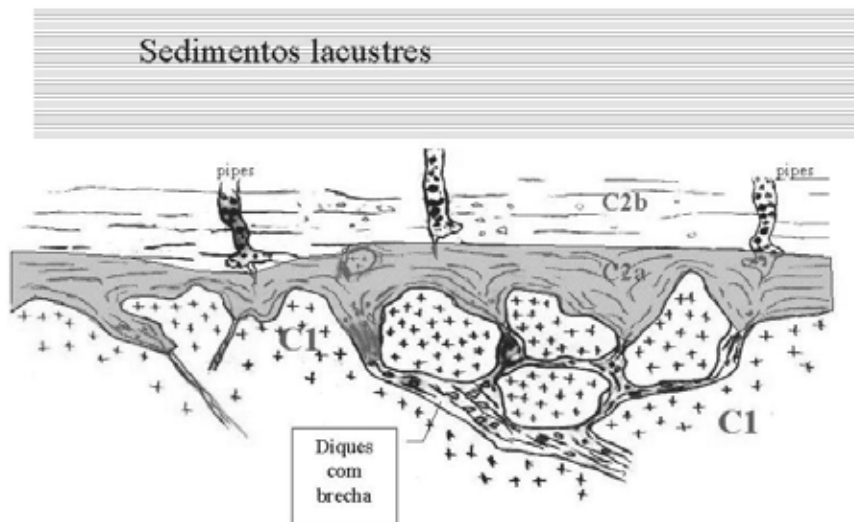


Figura II.105. Relações entre os conjuntos C1, C2a e C2b, e os sedimentos lacustres da lagoa seca.

Os veios milimétricos a centimétricos constituídos por monazita cortam indiscriminadamente C1 e C2, sem orientação preferencial. Os veios são recorrentes, afetando todas as estruturas e litotipos dentro dos pacotes C1 e C2 (Figura II.98).

Diques com espessura variando de milimétrica até 20 centímetros afetam principalmente C2. Nestes o magma parece ter sido bastante fluido, percolando fraturas abertas, e formando bolsões irregulares e uma intrincada rede anastomosada, que contribuiu para a fragmentação hidráulica do conjunto (Figura II.107). A presença de fraturas em algumas partes do pacote revela que o conjunto C2 encontrava-se parcialmente consolidado.

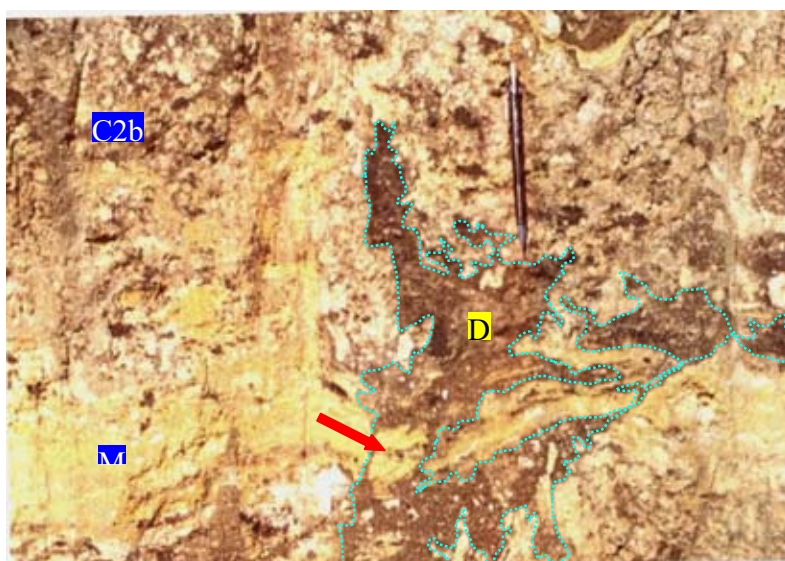


Figura II.107. Diques irregulares, que percolam e fragmentam as unidades C2a e C2b cortando camada de monazita recém formada e incorporando-a como fragmento (seta vermelha).

Em outros locais, entretanto, especialmente próximo à base de C2a, não se observam fraturas e os veios são irregulares e anastomosados, sugerindo percolação passiva. Os diques são formados por uma matriz argilosa de cor preta (60-70%), sustentando fragmentos milimétricos a centimétricos de rochas do conjunto C2 (Figura II.107). Em alguns casos, os diques originam-se em camadas de monazita/ilmenita do horizonte C2. São também observados como injeções ao longo da porção central dos diques alimentadores de C2, o que confere um caráter polifásico àqueles. As propriedades descritas indicam que os diques formaram-se imediatamente após o início da consolidação das unidades C2a e C2b e possuem forte relação com os *pipes* observados em C2a e C2b, principalmente.

O termo *pipe* é utilizado aqui no sentido de Bates e Jackson (1995): um conduto vertical através da crosta terrestre, abaixo de um vulcão, através do qual materiais magmáticos tenham passado. É usualmente preenchido por brecha vulcânica e fragmentos de rochas mais antigas. Como uma zona de alta permeabilidade é comumente mineralizado. Na área estudada, cerca de 20 *pipes* foram identificados e catalogados em uma área de 7000 m². Para efeito de descrição de suas variações morfológicas, estruturais e texturais, os *pipes* foram classificados em tipos I a V (Figura II.108).

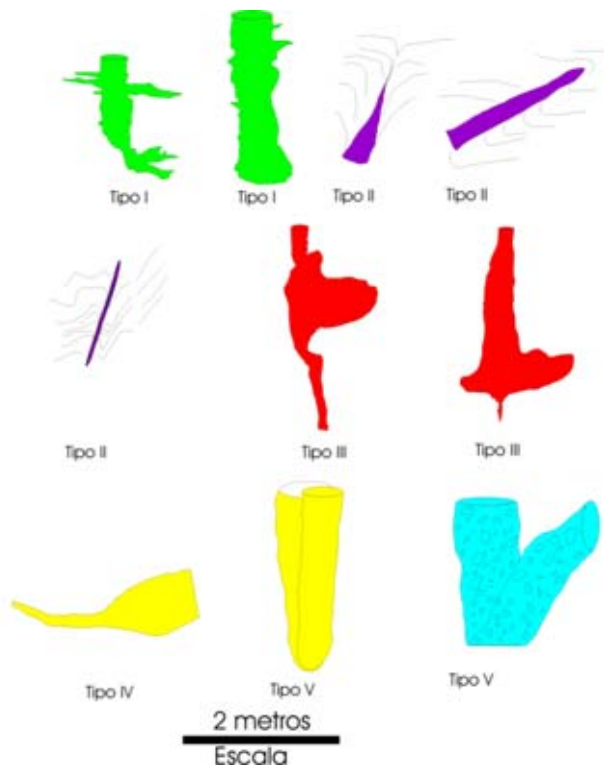


Figura II.108. Tipos de pipes identificados entre as unidades C2a e C2b.

Pipes tipo I

Estes *pipes* são os mais freqüentes. São preenchidos por brecha com elementos da rocha hospedeira e estão encaixados tanto na unidade C2a como na C2b. Consistem de condutos cilíndricos com diâmetro variando de 20 a 50 centímetros e comprimento de 1 a 2 metros, com fragmentação hidráulica da encaixante. Apesar da forma geralmente cilíndrica, observa-se algumas apófises horizontais curtas nas laterais (Figura II.109). Raramente, *pipes* posteriores podem instalar-se aproveitando parcialmente a mesma abertura.

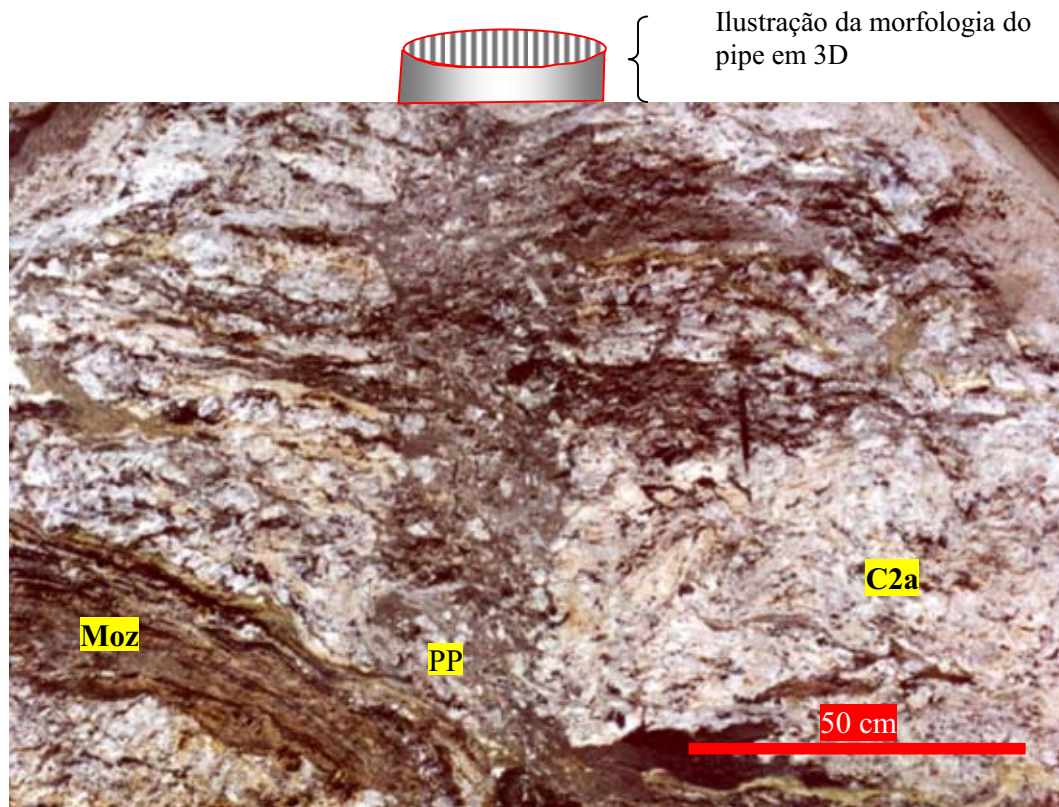


Figura II.109. Pipe tipo I introduzido na unidade C2a composta de nelsonito. (Moz) camada de monazita; (PP) Pipe preenchido por brecha. Nesta unidade ocorrem poucos pipes. Observe as apófises se entendendo ao longo do acamamento horizontal do nelsonito

A Figura II.110 mostra pipe tipo I instalado na unidade C2b rica em monazita com foscoritos subordinados. Este pipe possui morfologia perfeitamente cilíndrica e os contatos com a rocha hospedeira quase retilíneo.

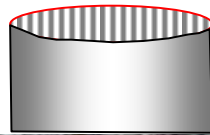


Ilustração da morfologia do pipe em 3D

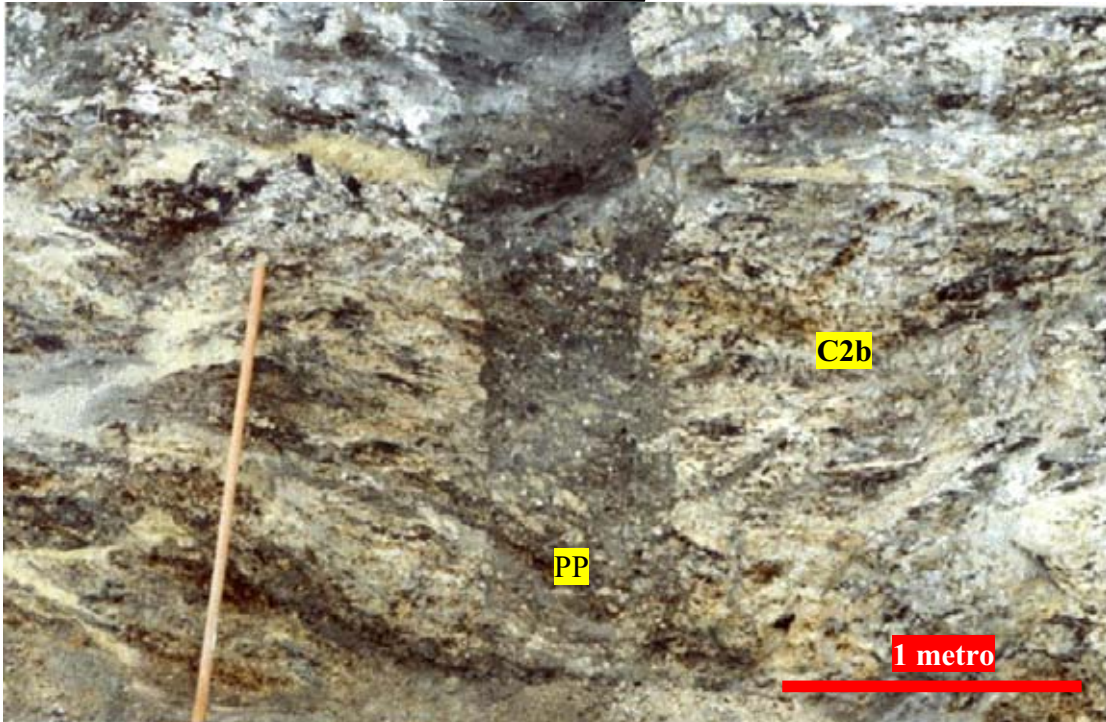


Figura II.110. Pipe tipo I instalado na unidade C2a composta por monazita e fosfatos secundários e argila

Pipes do tipo II

Formados por condutos semicirculares, preenchidos por brecha, com matriz argilosa e fragmentos na proporção de 1:1. Diferenciam-se dos demais tipos por provocar deformação da encaixante, gerando estruturas semelhantes a dobras de arrasto (Figura II.111). Possuem diâmetro reduzido, com cerca de 10 centímetros e, em alguns casos, estão controlados por fraturas. Nas paredes das fraturas, uma camada de argila preta de 1cm de espessura sela o contato entre a encaixante e a brecha, e podem-se observar estruturas de esmagamento, ou marcas de pressão, formadas pelo atrito durante arrasto de massa dentro do conduto. O sentido de movimento registrado pode ser vertical ou oblíquo, para baixo ou para cima. Os *pipes* do tipo II parecem ser concomitantes ou associados a feições de abatimento do pacote C2, as quais geram um sistema de fraturas de alto ângulo de mergulho, que tendem abrir-se para baixo e que controlam, em alguns casos, as injeções de *pipes*.

Alternativamente, as evidências de movimento descendente em alguns *pipes* deste tipo podem indicar colapso gravitacional do material de preenchimento.

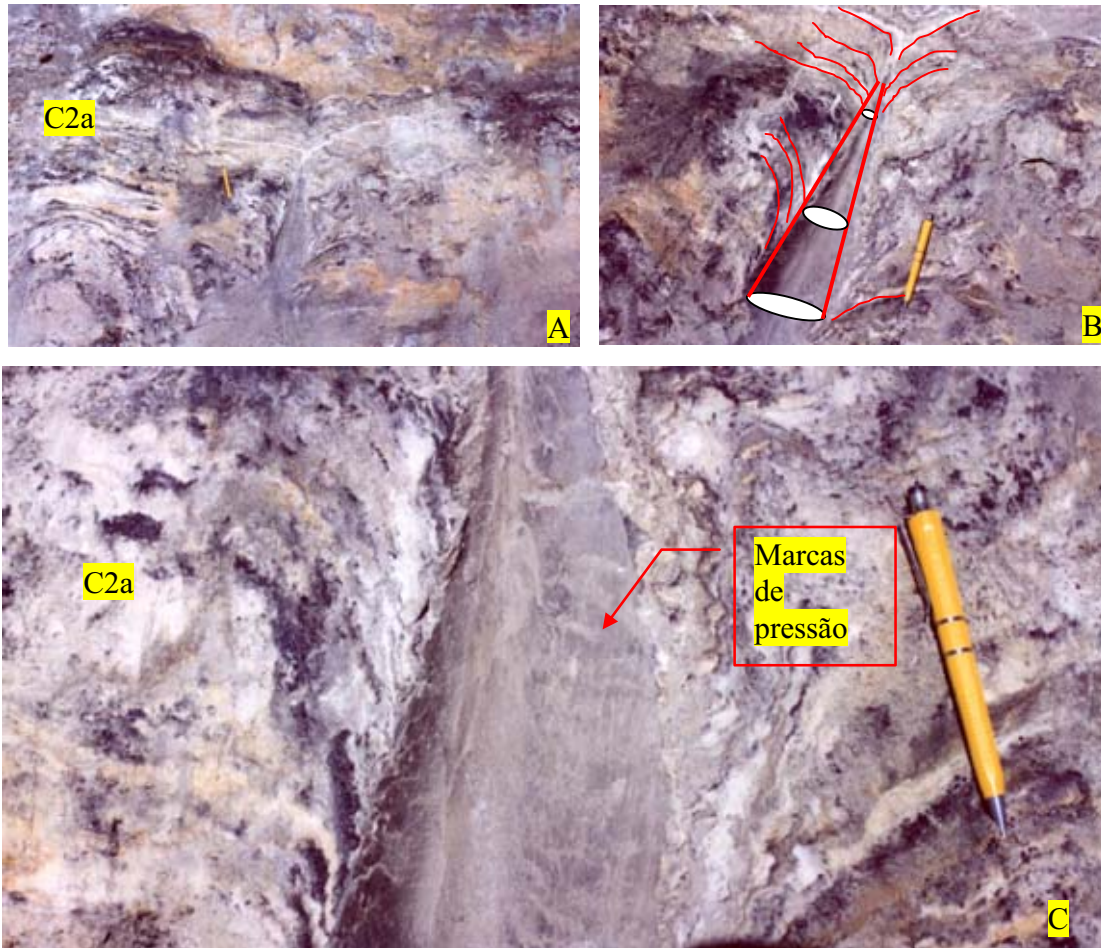


Figura II.111. Contra molde de pipe tipo II. Nas paredes do pipe observa-se uma camada de argila preta de 1cm de espessura que sela o contato entre a encaixante e a brecha que ocupava esse espaço. Podem-se observar estruturas de esmagamento, ou marcas de pressão, formadas pelo atrito durante arrasto de massa dentro do conduto. (A) vista geral do contramolde do pipe (sem a brecha de preenchimento) ressaltando deformação provocada pelo pipe na camada C2a. (B) ilustração da morfologia do pipe e as deformações provocadas. (C) marcas deixadas pela massa de brecha dentro do pipe sobre a camada de argila de esmagamento nas paredes da rocha hospedeira.

Pipes do tipo III

Consiste de condutos semicirculares que podem estar internamente divididos em 3 porções (Figura II.112 e II.113). Uma porção basal constituída por um veio de granulação fina e cor cinza muito escura, sem qualquer estrutura interna, com comprimento de 10 a 50 centímetros e diâmetro menor que 10 centímetros, análoga a uma raiz, por onde o *pipe* poderia ter sido alimentado (Figura II.112 e II.113). Uma porção intermediária, com forma de bolsão horizontalmente achatado, de seção semicircular, e diâmetro de 40 a 120 centímetros (Figura II.112 e II.113). Os contatos sugerem feições de dissolução, com golfos do liquido penetrando na encaixante. Em pelo menos 3 *pipes*, este conduto está preenchido por material particulado, classificado no tamanho silte a areia grossa, desenvolvendo estratificação plano paralela e cruzada e acamadamento gradacional invertido (Figura II.113). Uma terceira porção, superior, tem seção semicircular e é preenchida por brecha sustentada por matriz, com fragmentos angulosos, de milimétricos até 5 centímetros, cuja proporção aumenta de 10-15% na base até 30-40% no topo. Normalmente esta porção se conforma nas dimensões do tubo intermediário, mas afunila para cima, podendo atingir 2 metros de comprimento e diâmetro na parte superior por volta de 20-30 centímetros (Figura II.112 e II.113). Este tipo provavelmente funcionou como conduto de material particulado mais diluído do que o do tipo II. As estruturas observadas indicam movimentos de massa segundo duas componentes, uma horizontal e outra vertical.



Figura II.112. Pipe do tipo III. Dividido em três partes: na base material fino na forma de um veio que parece alimentar o pipe. Na parte intermediária material particulado formando estratificações planas-paralelas e às vezes cruzadas. E na parte superior material brechado sustentado por matriz argilosa preta. A rocha hospedeira é a camada C2b composta de monazita e fosfatos secundários.

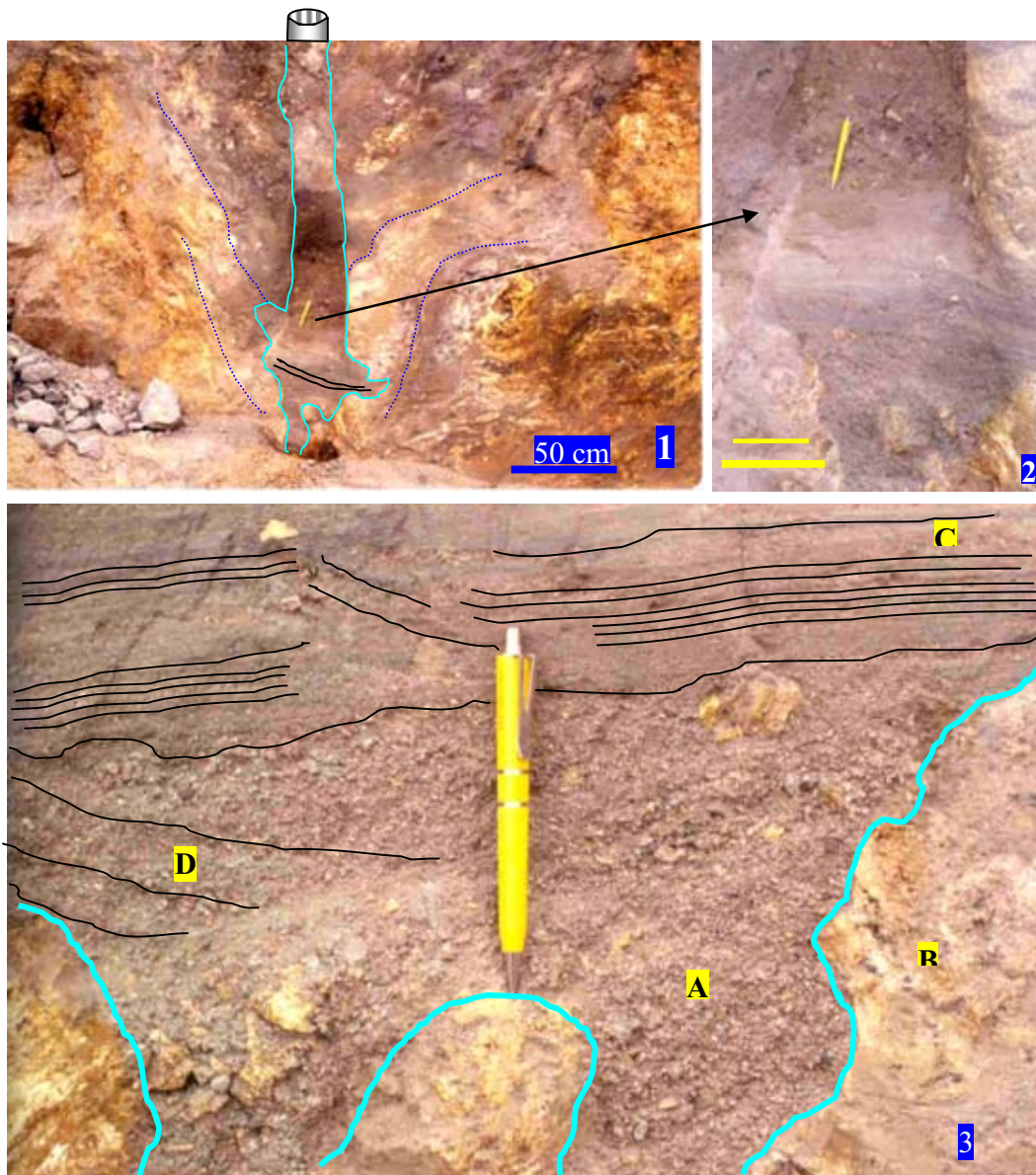


Figura II.113. Pipe tipo III. Este pipe se instalou na camada C2a foscorítica desenvolvida em região de alteração hidrotermal de C1. Como no caso do exemplo da Figura II.112 é dividido em três partes: na foto 3 em (A) ocorrem dois condutos alimentadores preenchidos por material particulado grosso composto por fragmentos de diversas composições sem estruturas. Na parte superior de (A) ocorrem estruturas de sedimentação do tipo estratificações cruzadas (D). O segundo estágio intermediário (C) aparece em discordância erosiva com (A). Este nível é marcado por material particulado fino com estratificações planas-paralelas e cruzadas. Acima desta camada de aproximadamente 30 cm ocorrem brechas em matriz argilosa preta.

Pipes do tipo IV

A característica principal deste tipo de *pipe* é o deslocamento horizontal de massa, porém difere do tipo III, pela ausência de acamadamento gradacional e de estratificações planares e cruzadas. *Pipes* do tipo IV (Figura II.114) são preenchidos por brechas com razão fragmentos/matriz > 1 e fragmentos angulosos de até 5 centímetros. A textura e composição da matriz são similares às dos *pipes* verticais. O movimento dos fragmentos dentro do conduto gera, no contato com a encaixante C2, uma camada menor que 1cm de argila preta com estrutura tipo espelho de falha, marcada por estrias horizontais (Figura. II.114 foto 2). As dimensões deste tipo de *pipe* são bastante irregulares com diâmetro variando de 15 a 60 centímetros, ao longo de comprimentos da ordem de 10 metros.

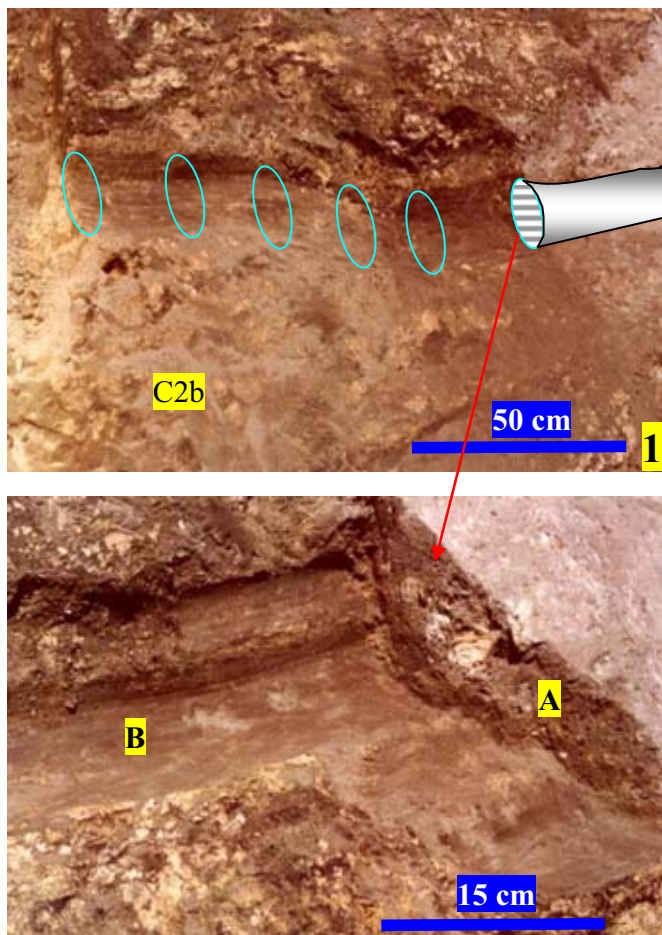


Figura II.114. Pipe tipo IV. Deslocamento de massa na horizontal é a principal característica deste tipo de pipe. Observa-se na foto 1 uma ilustração do pipe e da trajetória percorrida no interior da camada C2b. Na foto 2 em (A) parte da massa na forma de brecha do pipe e em (B) marcas e estrias impressas sobre uma camada milimétrica de argila selando o contato entre a encaixante e a brecha. A diferença entre este tipo de pipe e tipo II é a não deformação da encaixante.

Pipes do tipo V

São condutos verticais, cilíndricos, preenchidos por brecha em toda sua extensão. A brecha é sustentada por matriz, com no máximo 20-30% de fragmentos angulosos, de até 20 centímetros. O diâmetro do conduto é da ordem de 40-50 cm e seu comprimento atinge os 2 metros. Os contatos com a encaixante são retilíneos e bem definidos, sem deformação da encaixante. Observa-se tênues estruturas de fluxo na linha de contato que, como no tipo IV, é marcado por uma camada de argila preta com cerca de 1 centímetro, cimentando o contato e selando o fluxo de massa dentro do conduto. A terminação inferior deste tipo de *pipe* é arredondada, sem conexão com veios ou diques, sugerindo movimento de massa no sentido descendente (Figura II.115).

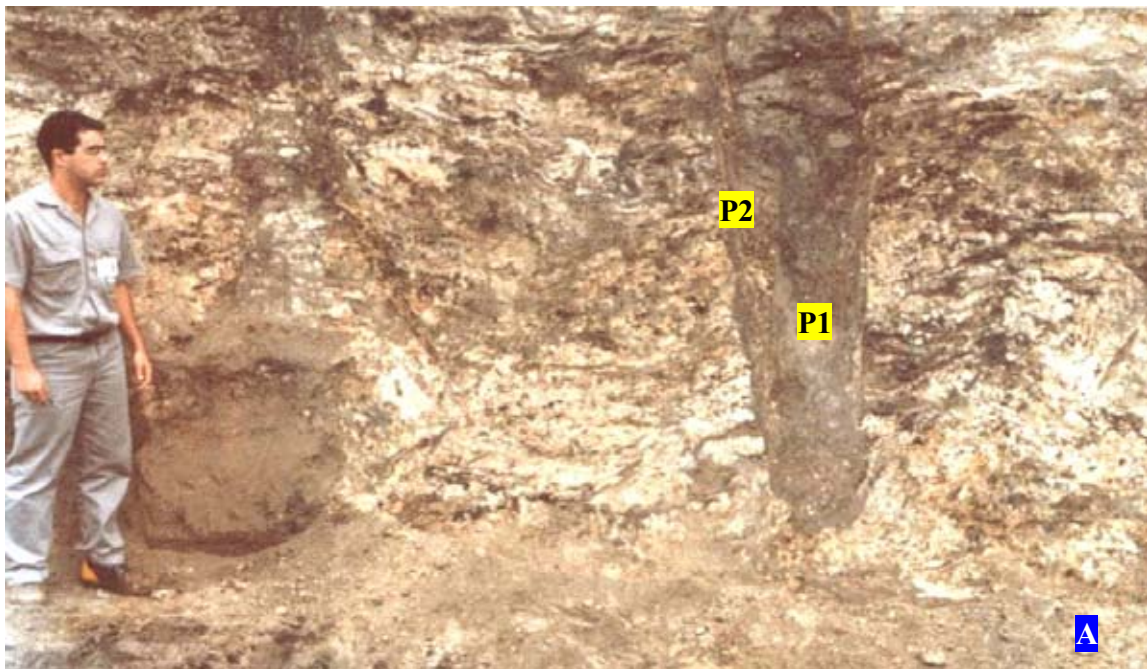


Figura II.115. Pipe tipo V. A principal característica deste tipo é a recorrência de uma segunda injeção com as mesmas características da primeira. Neste pipe a forma arredondada da base sugere injeção de cima para baixo

É comum a ocorrência de uma segunda injeção, com as mesmas características da primeira, cortando o primeiro *pipe* com um ângulo entre 10° e 40° graus. Nestes casos, a

intrusão do segundo *pipe* provoca estruturas de deformação tipo sigmóide que indicam o movimento de cima para baixo (Figura II.116).

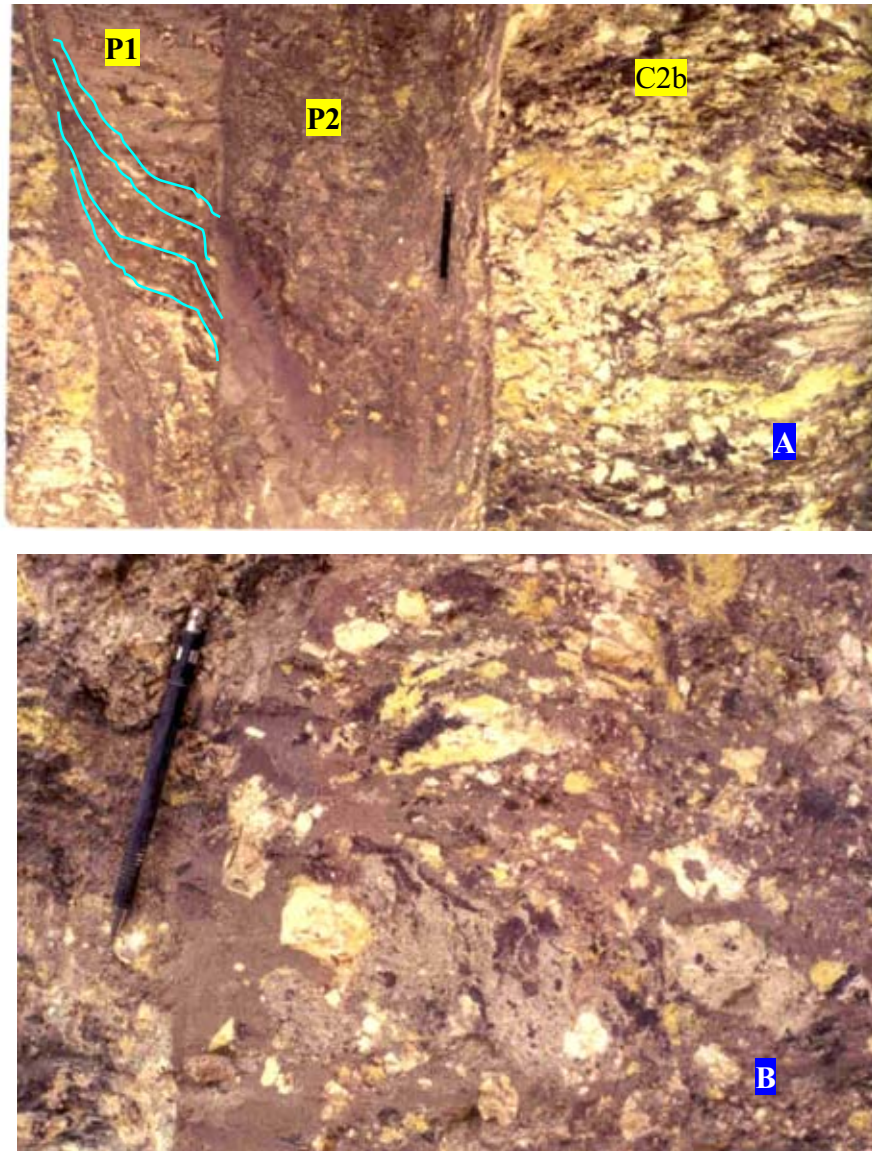
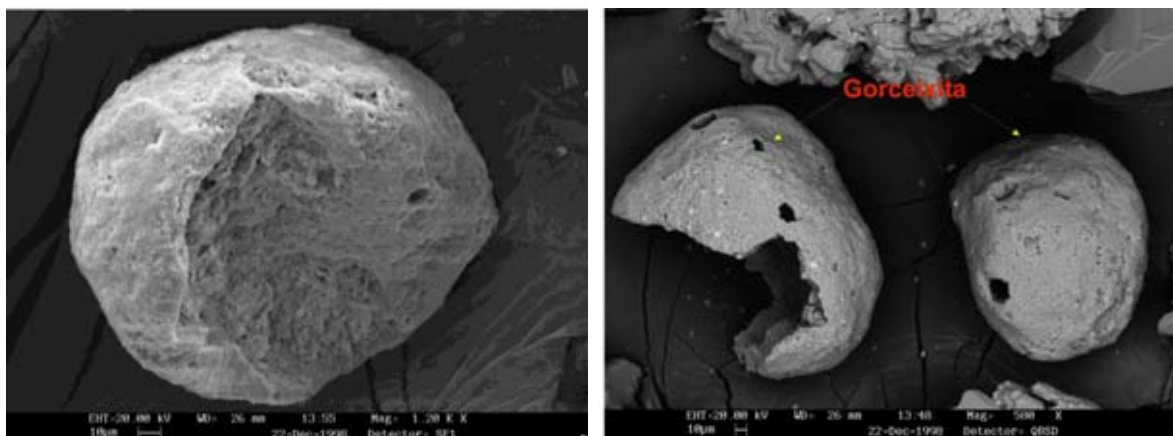


Figura II.116. Na região de contato com a encaixante (foto A) é comum a ocorrência centimétrica de argila preta selando o contato entre a encaixante e o pipe. Observa-se no primeiro pipe (P1) sinais de deformação com estruturas tipo sigmóide, (foto A, linhas azuis) geradas pela injeção de (P2), indicando o sentido da injeção de cima para baixo. Na foto (B) detalhe da brecha no interior do pipe.

Petrografia - Microscopia ótica e Eletrônica

Os *pipes* são preenchidos principalmente por fragmentos de rocha da unidade C2 (ilmenita, apatita, e rocha acamadada de monazita), imerso em uma matriz muito fina composta por; argilo-minerais, apatita, gorceixita, ilmenita, calcita, pirocloro, barita, anatásio e raramente perovskita. Em vários tipos de *pipes*, tanto a matriz da brecha como o material particulado fino contém minúsculos glóbulos (0.2 a 0.5 mm) de gorceixita com subordinado quartzo e ilmenita (Figura II.117 e II.118) que possivelmente representem líquido foscorítico primário pseudomorfizados. Estas estruturas podem ser maciças ou ter um centro formado por agregados de ilmenita em treliça, ou alternativamente, seus núcleos podem ser vazios.



*Figura 126. Imagem MEV de glóbulos de gorceixita encontrados no interior dos pipes.
Escala: Diâmetros do glóbulo= 0,225mm*

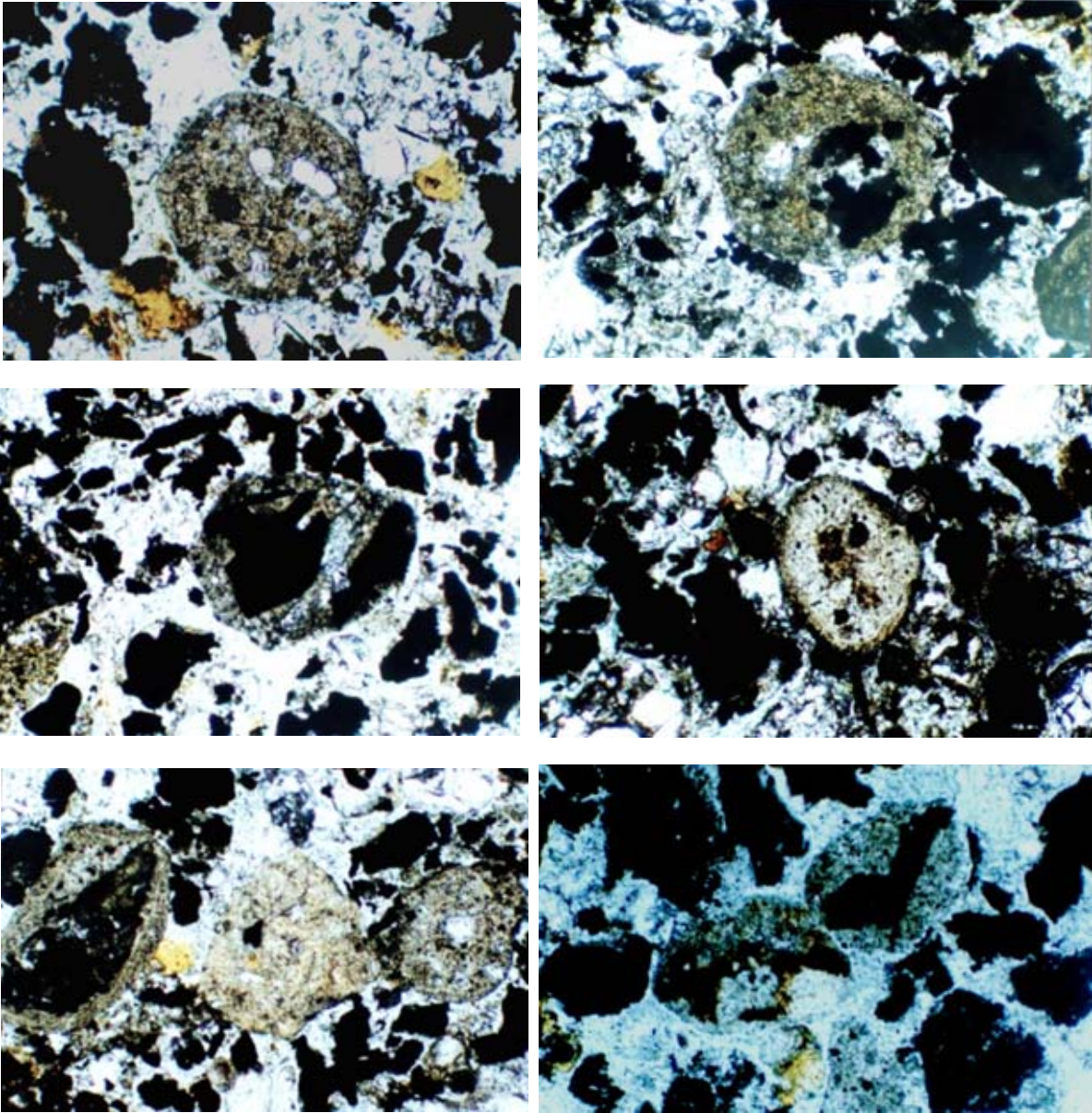


Figura II.118. Glóbulos de gorceixita encontrados na matriz da brechas de preenchimentos dos pipes. A matriz da brecha é compostas por ilmenita, quartzo, flogopita, argilo minerais e os glóbulos por gorceixita com inclusões de quartzo e ilmenita. O diâmetro médio dos glóbulos é de 0.25mm. As fotos foram tomadas em luz natural. Escala: 1cm = 0.090mm.

Química mineral

A Tabela II.20 mostra análises de gorceixita encontradas na matriz das brechas de preenchimento dos *pipes* e nos glóbulos de gorceixita semelhante àqueles da Figura II.117 e II.118. Todas as análises foram normalizadas para acomodar o conteúdo de água calculada por estequiometria.

Tabela II.20. Análises de gorceixita dos glóbulos dos pipes da matriz da brecha.

Análises n.	1	2	4	7	19	21	9	10	11	12	14	16	17
Unidade	pipes	pipes	pipes	pipes	pipes	pipes	glóbulos	glóbulos	glóbulos	glóbulos	glóbulos	glóbulos	glóbulos
SiO ₂	0.09	0.16	0.10	0.07	0.16	0.21	0.22	0.13	0.20	0.22	0.12	0.36	0.20
Fe ₂ O ₃	13.28	7.62	0.51	8.07	10.74	1.23	5.35	5.09	0.60	0.66	3.15	7.60	10.44
SrO	1.14	1.28	3.79	3.61	1.12	3.33	1.45	1.19	3.18	3.06	0.96	0.92	0.99
CaO	0.77	0.96	0.82	1.40	1.06	2.45	1.14	1.00	1.94	2.00	0.91	0.90	0.80
P ₂ O ₅	26.56	27.12	28.31	27.86	26.85	28.81	27.08	26.84	28.69	28.74	26.42	25.59	25.52
Al ₂ O ₃	20.33	24.74	30.46	24.94	22.40	30.67	26.46	26.40	30.87	30.86	27.70	24.25	22.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.01	0.14	0.29	0.00	0.00	0.38	0.47	0.46
Ce ₂ O ₃	6.13	8.06	4.26	4.03	4.73	3.31	8.97	12.90	4.27	3.22	18.89	19.49	19.06
BaO	19.37	17.64	19.03	17.26	20.37	16.82	16.41	13.40	17.36	18.35	8.49	7.45	7.65
SO ₃	0.08	0.20	0.17	0.01	0.14	0.17	0.54	0.80	0.10	0.04	1.41	1.44	1.34
H ₂ O (calculado)	12.26	12.22	12.55	12.71	12.42	12.98	12.23	11.95	12.79	12.86	11.58	11.52	11.51
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Formula estrutural com base em 6 cátions													
Ca	0.0726	0.0887	0.0729	0.1271	0.0991	0.2127	0.1042	0.0912	0.1690	0.1748	0.0829	0.0837	0.0753
Sr	0.0583	0.0636	0.1818	0.1772	0.0563	0.1564	0.0712	0.0586	0.1502	0.1445	0.0472	0.0462	0.0501
Ba	0.6711	0.5946	0.6167	0.5717	0.6945	0.5333	0.5461	0.4478	0.5540	0.5854	0.2827	0.2529	0.2629
Ce	0.1982	0.2535	0.1289	0.1245	0.1504	0.0980	0.2788	0.4025	0.1272	0.0959	0.5872	0.6172	0.6116
Al	2.1161	2.5056	2.9670	2.4828	2.2954	2.9228	2.6469	2.6523	2.9614	2.9582	2.7722	2.4723	2.2780
Fe3	0.8824	0.4925	0.0315	0.5129	0.7025	0.0751	0.3418	0.3266	0.0370	0.0403	0.2010	0.4946	0.6889
Cr	0.0000	0.0004	0.0000	0.0025	0.0006	0.0006	0.0097	0.0198	0.0000	0.0000	0.0256	0.0319	0.0319
P	1.9883	1.9743	1.9822	1.9938	1.9778	1.9735	1.9478	1.9386	1.9787	1.9806	1.9009	1.8761	1.8959
Si	0.0077	0.0140	0.0082	0.0063	0.0140	0.0173	0.0188	0.0113	0.0164	0.0181	0.0106	0.0313	0.0172
S	0.0051	0.0128	0.0107	0.0009	0.0092	0.0103	0.0345	0.0513	0.0060	0.0023	0.0898	0.0938	0.0882
Membro final													
Crandallita	7.26	8.87	7.29	12.70	9.91	21.26	10.42	9.12	16.89	17.47	8.29	8.37	7.53
Florencia	19.82	25.34	12.89	12.44	15.04	9.80	27.87	40.25	12.71	9.58	58.72	61.72	61.17
Goyazita	5.83	6.36	18.17	17.71	5.63	15.63	7.12	5.86	15.01	14.44	4.72	4.62	5.01
Gorceixita	67.09	59.43	61.65	57.15	69.42	53.31	54.59	44.78	55.39	58.51	28.27	25.29	26.29

Gorceixita

Os grãos analisados são fosfatos aluminosos do tipo gorceixita – crandalita – goiazita, com marcante solução sólida em direção ao membro final rico em ETR (florencita). A Figura II.119 e Tabela II.20 mostram que o enriquecimento em ETR é muito mais forte nos glóbulos de gorceixita do que na matriz da brecha. Isto é acompanhado pelo aumento em Cr e S. O Cr é mais baixo (até 0.04 átomos por fórmula unitária, p.f.), e não mostra qualquer correlação significativa, exceto com Ce. Por outro lado, S (acima de 0.09 a.p.f.u.) mostra tanto forte correlação positiva com o Ce e negativa com o P, indicando que a substituição de $(\text{PO}_4)^{3-}$ por $(\text{SO}_4)^{2-}$ está associada com o enriquecimento de ETR. Entretanto, a união aumenta no Ce^{3+} e $(\text{SO}_4)^{2-}$, substituindo Ba^{2+} (ou Sr^{2+} , Ca^{2+}) e $(\text{PO}_4)^{3-}$ poderia resultar em adicional deficiência das cargas negativas, compensada pelo aumento dos grupos $(\text{OH})^-$. Isto sugere que a gorceixita formada em ambiente oxidante, sob condições de pH bastante baixo para permitir a incorporação de excesso de $(\text{OH})^-$ na molécula de florencita. A observação acima é consistente com a origem da gorceixita como produto de intemperismo de fosfato primário (ex. apatita ou monazita). As significativas diferenças no conteúdo de ETR entre gorceixita dos glóbulos fosfáticos dos *pipes* sugerem que os fosfatos primários eram de diferentes composições. Uma alternativa para esta interpretação poderia ser dois tipos de minerais do grupo da gorceixita formados sob diferentes condições físico-químicas. Entretanto esta hipótese parece improvável, desde que ambas variedades estão intimamente associadas no espaço.

As análises de gorceixita de Catalão I, tanto dos *pipes* como dos glóbulos, mostram conteúdos variáveis de ferro, acima de 13,27% de Fe_2O_3 . Isto poderia ser explicado tanto pela substituição de Fe^{3+} -Al quanto pelos finos intercrescimentos da gorceixita com fosfatos ricos em ferro (ex. vivianita). Embora a vivianita tenha sido identificada em difratometria de raio X a alta correlação negativa entre Fe^{3+} e Al observado na Figura II.120 sugere que a substituição Fe^{3+} -Al é responsável pelo enriquecimento do ferro nas gorceixitas estudadas como proposto por Toledo et al. (2002).

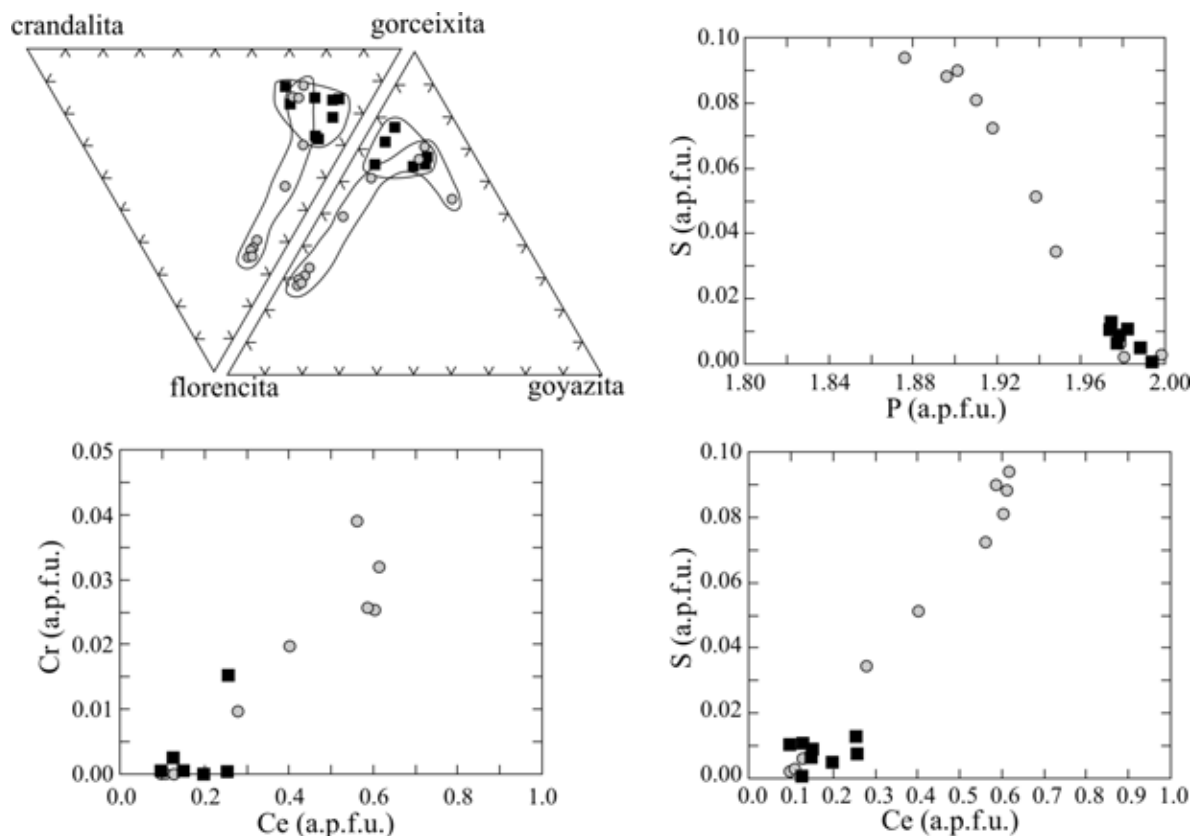


Figura II.119. Composição química da gorceixita dos pipes da Lagoa Seca (quadrados) e dos glóbulos de gorceixita (círculos). Parte superior esquerda: composição no sistema gorceixita - florencita - crandalita - goiazita. Note a ampla variação junto a linha da gorceixita - florencita para os glóbulos de gorceixita, com menor variação em direção a crandalita e goiazita. Análises da matriz da brecha nos pipes se concentram perto do membro final da gorceixita. Parte superior direita: forte correlação negativa entre P e S, sugerindo substituição do $(SO_4)^{2-}$ por $(PO_4)^{3-}$, especificamente na gorceixita dos glóbulos. Parte inferior esquerda: correlação positiva entre Ce e Cr na in gorceixita dos glóbulos, apesar de algum grau de dispersão. Parte inferior direita: alta correlação entre Ce e S nas gorceixita dos glóbulos, mas não em gorceixita da matriz da brecha dos pipes.

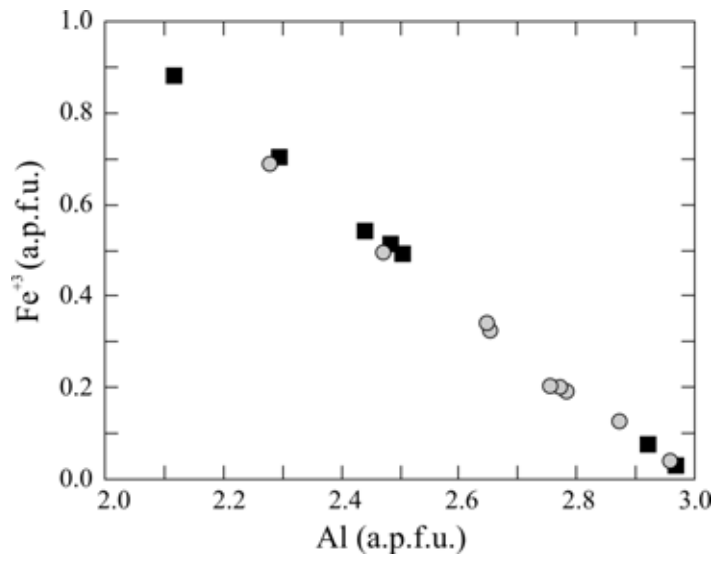


Figura II.120. Alta correlação negativa entre Fe^{3+} e Al na gorceixitas tanto dos globulos (círculos) como da matriz da brecha (quadrado), sugerindo mutua substituição daqueles cations.

Ilmenita

Análises de ilmenita representativas da matriz dos *pipes* e dos glóbulos são apresentada na Tabela II.21.

Tabela II.21. Análises representativas da ilmenita na unidade C2a, pipes e glóbulos.

Número da análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Unidade	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Glóbulos
SiO ₂	0.01	0.27	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.11	0.04	0.10
TiO ₂	58.72	52.86	57.53	60.17	58.20	57.12	56.52	57.49	53.72	51.70	53.51	53.55	60.29
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.52	0.00	0.00	0.00	0.02	0.17	0.02	1.20
FeO	20.51	15.45	22.78	19.97	21.81	19.58	35.95	34.09	39.80	41.76	39.28	40.91	31.73
Fe ₂ O ₃	0.00	8.15	0.99	0.00	0.00	1.46	0.00	0.00	0.00	2.45	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.89	0.03	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.01	0.24
MnO	4.34	1.01	3.87	1.92	3.71	4.66	2.75	2.76	3.60	0.45	3.71	3.36	2.73
MgO	15.53	20.44	14.53	16.51	15.38	15.90	3.86	3.85	1.32	3.58	2.10	1.78	0.11
Nb ₂ O ₅	0.68	0.34	0.00	0.12	0.69	0.03	0.76	1.75	1.10	0.01	0.01	0.31	0.82
Total	99.79	99.41	99.74	98.78	99.83	99.35	99.84	99.95	99.62	100.00	98.90	99.99	97.22
<i>Cations (Três oxigenios)</i>													
Si	0.0002	0.0061	0.0001	0.0007	0.0005	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0005	0.0010	0.0025
Al	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0005	0.0139	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0006	0.0345
Ti	0.9955	0.8839	0.9856	1.0153	0.9896	0.9715	1.0283	1.0374	1.0063	0.9619	1.0049	1.0007	1.1038

Tabela II.2.1. Análises representativas da ilmenita na unidade C2a, pipes e glóbulos.

Número da análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Unidade	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a	C2a	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Pipes	Globulos
Fe ²⁺	0.3867	0.2873	0.4338	0.3746	0.4122	0.3703	0.7272	0.6839	0.8289	0.8640	0.8201	0.8500	0.6459
Fe ³⁺	0.0000	0.1361	0.0169	0.0000	0.0000	0.0248	0.0000	0.0000	0.0000	0.0456	0.0000	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0156	0.0005	0.0011	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0014	0.0002	0.0000	0.0002	0.0046
Mn	0.0828	0.0190	0.0747	0.0365	0.0710	0.0893	0.0564	0.0561	0.0760	0.0094	0.0784	0.0707	0.0562
Mg	0.5217	0.6773	0.4934	0.5522	0.5183	0.5358	0.1390	0.1377	0.0489	0.1319	0.0783	0.0660	0.0041
Nb	0.0069	0.0035	0.0000	0.0012	0.0071	0.0003	0.0083	0.0190	0.0124	0.0001	0.0001	0.0035	0.0090
Total	1.99	2.03	2.01	1.98	2.00	2.01	1.96	1.93	1.97	2.01	1.99	1.99	1.86

A Figura II.121 mostra a separação da ilmenita contida na unidade C2a e no interior dos *pipes* com base do seu conteúdo de MgO. Enquanto a ilmenita da unidade C2a apresenta-se mais rica em magnésio, com teores variando de 14.5 a 20.4 % MgO, a ilmenita da matriz dos *pipes* varia de 1.31 a 3.85 % de MgO. Uma única ilmenita analisada de glóbulo apresenta valores até menores de MgO (0.11%), mas conteúdo de MgO similar àqueles da matriz da brecha. O teor de FeO tem um comportamento inverso e uma alta correlação negativa FeO-MgO indica mútua substituição. O Cr_2O_3 é muito baixo, com um único valor extremo de 0.88% um outro valor intermediário de 0.11 % em ilmenita em glóbulo. O MnO varia de 0.44 t% a 4.66 %, e mostra nenhuma correlação aparente com a variação de MgO ou FeO. Os teores de nióbio de diferentes tipos de ilmenita mostram superposição e usualmente são menores do que 1.0 % Nb_2O_5 , com exceção de duas análises de ilmenita dos *pipes* (acima de 1.75 % de Nb_2O_5). Uma análise de ilmenita dos *pipes* tem uma composição muito similar àquelas da unidade C2a. O ponto analisado localiza-se no interior de um fragmento que provavelmente representa um xenólito de C2a no interior do pipe.

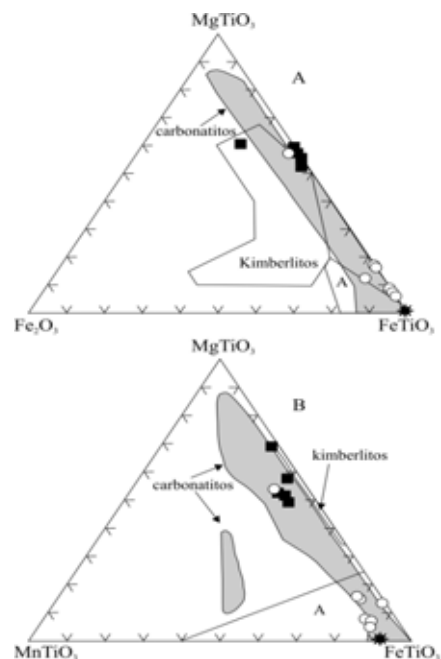


Figura II.121. Comparação da composição de ilmenita de outras rochas com ilmenita da unidade C2a, da matriz da brecha e glóbulos de gorceixita contida nos pipes (Gaspar e Wyllie, 1983). Quadrado sólido = ilmenita de C2a, círculo aberto = ilmenita de material preenchendo pipes, estrela = ilmenita de glóbulo de gorceixita.

Pirocloro

A Tabela II.22 mostra análises representativas de pirocloro dos *pipes* que cortam a unidade C2b. O mineral é tipicamente um Ba-pirocloro com significativo conteúdo de titânio (acima de 4.46% de TiO₂) e elementos de terras raras (acima de 13.42 % Ce₂O₃). Fava (2001) demonstrou que o Ba-pirocloro no complexo Catalão I é de origem secundária, formado pelo intemperismo do Ca-pirocloro magmático original.

Tabela II.22. Análises representativas dos pipes da Lagoa Seca.

Análises no.	1	2	3	4
Unidade	<i>pipes</i>	<i>pipes</i>	<i>pipes</i>	<i>pipes</i>
P ₂ O ₅	2.22	0.06	0.34	0.35
Nb ₂ O ₅	61.71	66.59	66.55	59.30
SiO ₂	0.30	0.38	0.20	0.53
TiO ₂	4.46	4.27	3.64	1.83
Zr ₂ O ₃	0.25	0.00	na	na
Al ₂ O ₃	0.22	0.16	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.11
Ce ₂ O ₃	6.41	5.02	5.40	13.42
MgO	0.02	0.00	0.02	0.11
CaO	0.67	0.01	0.15	0.15
FeO	1.04	0.20	0.36	2.54
SrO	0.91	0.89	0.82	0.61
BaO	18.71	19.45	19.12	15.08
Na ₂ O	0.20	0.03	0.03	0.06
K ₂ O	0.23	0.04	0.06	0.01
TOTAL	97.35	97.12	96.82	94.23

Veios de origem hidrotermal

Nesta seção serão abordados algumas rochas que ocorrem na forma de pequenos veios presumidamente derivadas diretamente de processos hidrotermais. Os critérios utilizados foram as características químicas, mineralógicas e texturais observadas em campo já que não foram realizados trabalhos petrográficos sobre estas rochas.

Veios de origem carbo-hidrotermal

A monazita apresenta-se ora substituindo minerais pré-existentes, ora como veios cortando vários litotipos. Na região do Córrego do Garimpo, Lagoa Seca sul e Lagoa Seca norte é marcante a presença de veios e diques associados à barita e monazita, ou barita, monazita e apatita. Estes veios são normalmente verticais a subverticais nas rochas do Córrego do Garimpo e horizontais nas Lagoas Secas do norte e do sul. Em alguns casos, registrados na região da Lagoa Seca norte, observou-se textura de fluxo relacionada aos veios horizontais. Nos outros locais do complexo, veios finos (<1cm) com monazita, barita e carbonatos cortam vários litotipos, foram considerados relacionados aos últimos estágios da evolução magmática e são interpretados como hidrotermais com base na sua associação mineralogia.

Veios de barita/apatita/monazita

Veio de apatita criptocristalina associada a barita na parte central e monazita nas bordas, corta transversalmente o foscorito da unidade C2a do Subgrupo Lagoa Seca norte (Figura 80). Este veio pode ser produto de atividade hidrotermal depositado em fraturas.

Nos locais de lavra denominados de frente 04 e frente 01, em região dominada por foscoritos e flogopititos ocorrem veios de subverticais de espessuras variada (de centímetros a 2 metros) de apatitito (100% de apatita) milimétrica associado a inúmeros veios de barita grossa de espessuras variada (1 a 50 cm). Os veios de apatita poderiam ser uma massa de cristal derivada de um líquido fosfático semi consolidado injetado em fraturas, mas sua associação com a região de enxame de veios de barita pura conduz a interpretação para deposição de material em fraturas a partir de fluidos hidrotermais.

Veios de barita

Distribuídos principalmente na parte norte da frente 1 e parte sul da frente 4 ocorrem veios e diques de barita que cortam todos litotipos. Estes veios e diques aparentemente são produtos finais da evolução do magma juntamente com aqueles de monazita e apatititos criptocristalinos (Figura II.122 e II.123).



Figura II.122. Dique de apatito com barita e monazita. A apatita e barita estão na parte central do dique enquanto que a monazita situa-se nos contatos (realçada com a cor verde)



Figura II.122. Veios de barita intemperizada cortando foscritos da unidade C1 localizados na parte sul da frente 1.

Discussão

Rochas de transformação carbo-hidrotermal

As denominações carbo-hidrotermal e metassomatismo utilizadas neste trabalho têm conotação semelhante. O termo hidrotermalismo aqui utilizado tem o mesmo sentido de metassomatismo, ou seja, é uma alteração ou mudança na composição química da rocha por adição ou remoção de material pela ação de fluidos carbo/hidrotermais.

Nas seções anteriores foram identificadas ações hidrotermais ou metassomáticas em todos litotipos do complexo através da transformação de alguns minerais pela atividade de fluidos. Dunitos, piroxenitos e flogopititos foram sistematicamente afetados pela ação de carbonatitos que carregam fluidos metassomatizantes transformando a olivina, o piroxênio e flogopita em tetra-ferriflogopita e, ainda, promovendo a carbonatização de vários silicatos. Carbonatitos e foscoritos sofreram alterações hidrotermais dissolvendo apatita, lixiviando magnetita e depositando monazita, barita, pirita.

Dentre os vários complexos da Província, Catalão I foi um dos mais afetados por metassomatismo carbonatítico, talvez em intensidade inferior somente ao Complexo de Araxá. Ao contrário de outros autores (Carvalho, 1974; Baecker, 1983; Danni *et al.*, 1991), Araújo (1996) interpreta os abundantes flogopititos do complexo de Catalão como resultado direto de metassomatismo carbonatítico sobre dunitos, clinopiroxenitos e foscoritos.

Em Catalão I, uma brecha carbonatítica, considerada um dos últimos eventos magmáticos, contém fragmentos de todos os litotipos do complexo (Araújo, 1995), mas tanto a matriz quanto os fragmentos são recortados por veios de carbonatito, atestando a recorrência de atividade carbonatítica até os estágios finais de evolução.

No Complexo de Tapira, Brod (1999) detectou eventos de desgaseificação de CO₂ a partir dos líquidos primitivos do complexo, com base em dados isotópicos de carbono e oxigênio.

Brod *et al.* (2001) concluíram por uma origem metassomática para coroas de tetra-ferriflogopita circundando núcleos de flogopita magmática em clinopiroxenitos e flogopititos de Catalão I e Tapira. A passagem de uma para outra variedade é brusca e corrobora a origem dos flogopititos por metassomatismo carbonatítico sobre rochas ultramáficas dos complexos.

Estimativas seguras do conteúdo e composição de voláteis em magmas carbonatíticos são raras na literatura, dada a dificuldade de quantificar a perda de elementos químicos para as encaixantes durante eventos de fenitização. Uma avaliação preliminar (Junqueira-Brodet al., em preparação), com base em composição modal, química mineral e litogeoquímica (Brod, 1999), sugere que os magmas mais primitivos (flogopita-picritos) encontrados nos complexos carbonatíticos do Alto Paranaíba possuíam teores médios aproximados de 10-12 % CO₂, 1 a 2 % de H₂O e 0,1 a 0,2 % de F, em peso, e teores de Cl provavelmente de pouca importância. Estimativas de Bühn e Rankin (1999) do conteúdo de voláteis em um magma/fluido carbonatítico tardio, com base em estudos detalhados de inclusões fluidas aprisionadas nas encaixantes do complexo de Kalkfeld, Namíbia, forneceram valores de aproximadamente 20% H₂O, 20% CO₂, 0,5 a 1,2% F e até 5 a 6% Cl em peso. Assim, pode-se imaginar que os magmas responsáveis pela formação e preenchimento dos *pipes* e diques da região da Lagoa Seca possuíam conteúdo de voláteis intermediário entre os dois extremos acima, muito provavelmente tendendo mais para o segundo conjunto de valores.

Subgrupo dos carbonatitos dolomíticos/magnésíticos com monazita

Os estudos petrográficos realizados confirmam as observações de Neumann (1999) e Toledo (1999), que sugerem processos hidrotermais para explicar a origem da monazita dos carbonatitos dolomíticos/magnésíticos e ampliam seus efeitos para além das mineralizações monazíticas. Os principais indícios do hidrotermalismo que afetou essas rochas são:

- ✓ A elevada porosidade, para uma rocha amostrada entre 250 e 350 metros, onde o limite de rocha fresca começou no nível 100 metros;
- ✓ A extensa carbonatização atingindo tanto rochas carbonatíticas como ultramáficas. Esta carbonatização criptocristalina recristalizou carbonatos anteriores e alterou e/ou substituiu minerais silicáticos como flogopitas;
- ✓ A monazita, como os carbonatos, também substituiu apatita e carbonato anteriores;
- ✓ Finalmente, uma associação de pirita e barita ocorre por toda rocha substituindo pseudofórmos não identificados.

Os estudos petrográfico mostraram que estes carbonatitos apresentam carbonatos sempre turvos e às vezes substituindo flogopita. Na seção microscopia ótica foram apresentadas fotos onde a flogopita aparece substituída por carbonatos, assim como a monazita aparece substituindo cristais de carbonatos. Algumas lâminas revelaram a presença de pseudomorfos de flogopita substituída por carbonatos, pseudomorfos de carbonatos substituídas por monazita e carbonatos com as bordas corroídas e substituídas por monazita. A presença de pirita associada à barita nos locais ricos em monazita é outra evidência de possível hidrotermalismo associando estes minerais. Portanto, esta rocha de composição fortemente magnésiana não é um carbonatito comum, derivado da cristalização direta de um magma, mas sim um produto da carbonatização de uma rocha magmática preexistente, de filiação provavelmente silicática e/ou carbonatítica. A origem e composição deste fluido, não foram estudadas nesta tese.

Nelsonitos e nelsonitos/carbonatitos com monazita

À semelhança do subgrupo localizado na região do Córrego do Garimpo, denominado de carbonatitos dolomíticos/magnésíticos com monazita, os foscoritos denominados de Lagoa Seca norte também sofreram alterações por fluidos hidrotermais ou metassomáticos. A identificação de veios e diques preenchidos por brecha que invadem rochas da série foscorítica permitiu a identificação de texturas de transformação com características hidrotermais.

Pipes de explosão

Os *pipes* de brecha descritos no Complexo de Catalão I possuem uma gama de geometrias e seu material de preenchimento compreende desde brechas com amplas variações na razão fragmentos/matriz até material fino, com ou sem estratificação. A dinâmica de fluxo dentro destes condutos foi variável, desde fluxos de alta densidade, com razão sólido/gás >1 até fluxos diluídos, com alto grau de fragmentação magmática.

De especial interesse são as estruturas indicativas de transporte particulado, como acamadamento gradacional e estratificações cruzadas. Estas estruturas são normalmente

geradas durante transporte e deposição de partículas individualizadas em um sistema diluído, em regime de fluxo turbulento, como na sedimentação em ambiente aquoso ou eólico, ou nos fluxos de baixa densidade (*surges*) em ambientes vulcânicos. Os *pipes* contendo tais estruturas (Tipo III) poderiam ser explicados por um sistema de canais dentro do conjunto de rochas em processo final de solidificação. A Figura II.123 mostra um modelo possível, baseado em feições de campo e interpretações dos autores.

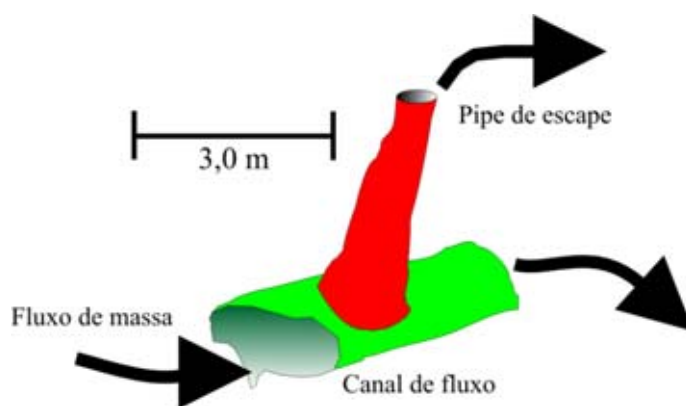


Figura II.123. Modelo de formação dos pipes da região da Lagoa da Lagoa Seca

A presença de brechas em todos os tipos de *pipes* sugere explosões internas nestes condutos, as quais, ao mesmo tempo em que provocaram a falência ou quebra rúptil do material sobrejacente, abriram espaço suficiente para a movimentação dos fluxos diluídos na parte inferior dos *pipes*.

Para o funcionamento dos processos sugeridos de formação dos *pipes* é necessário que se gerem e se mantenham abertos os espaços necessários ao transporte e deposição de material particulado em fluxo diluído, o que requer que a pressão do magma suplante a pressão litostática.

Com base em dados de traços de fissão em apatita dos complexos de Tapira e Catalão, e tomando como pressuposto um gradiente geotermal de 27 °C/km, Amaral et al. (1997) concluíram que a região foi submetida a um resfriamento relativamente lento de 95°C a 85°C no período entre 90 e 60 Ma, seguido de um resfriamento mais rápido, de 85°C a 27°C, entre 60 Ma e o presente. Estes dados indicam taxas de erosão estimadas de 12 m/Ma entre 90 e 60 Ma, e 36 m/Ma nos últimos 60 Ma.

Embora se deva ressaltar que tais estimativas dependem de a apatita atingir uma temperatura baixa o suficiente para permitir a preservação dos traços de fissão, um cálculo simples, baseado nas taxas de erosão propostas por Amaral *et al.* (1997), sugere a intrusão dos complexos de Tapira e Catalão a profundidades máximas em torno de apenas 2,5 km. Se for considerado apenas o período de alta taxa de erosão, a partir de 60 Ma, esta estimativa cai para 2,16 km. Finalmente, há de se considerar que pelo menos 150 m de sedimentos foram depositados na bacia da Lagoa Seca, após a exposição das rochas do complexo, por erosão. Embora não se conheça o tempo transcorrido entre o afloramento das rochas plutônicas e o início da deposição dos sedimentos, e tampouco o tempo decorrido desde o final da sedimentação até a implantação do regime erosivo atual, quanto maiores forem estes intervalos, tanto mais reduzida será a estimativa de profundidade. Portanto, é possível que a profundidade real de intrusão do complexo seja consideravelmente menor do que 2 km.

As evidências de campo, petrográficas, isotópicas e de química mineral no complexo de Catalão I indicam que os magmas carbonatíticos foram submetidos à intensa desgaseificação, que culminou na transformação generalizada das encaixantes ultramáficas em flogopititos. Mesmo os magmas ultramáficos mais primitivos nos complexos carbonatíticos, como os flogopita-picritos do complexo de Tapira, mostram evidências de desgaseificação (Brod, 1999). Isto é consistente com uma intrusão rasa o suficiente para permitir a perda de voláteis magmáticos exsolvidos, pois a pressão de vapor no magma deve exceder a pressão litostática.

Com base nestas evidências sugere-se que a pressão magmática na câmara poderia ser uma ou duas ordens de magnitude maior que a pressão litostática, especialmente em região de crosta relativamente estável, submetida a processos distensivos, como era o caso do Alto Paranaíba durante o Cretáceo.

Do exposto, espera-se que um líquido com as características reológicas consideradas, acumulado muito próximo à superfície, culmine seu resfriamento de maneira explosiva, com a formação de níveis de fragmentação muito próximos ou no próprio teto do reservatório.

Os argumentos apresentados demonstram que a atividade explosiva, a fragmentação do magma e o transporte e deposição de material particulado em fluxo diluído e turbulento foram viáveis em ambiente intra-câmara magmática, no complexo carbonatítico

de Catalão I. As descrições e interpretações contidas neste capítulo seriam um caso extremo de formação de *surges* ao nível do conduto ou do teto da câmara magmática, portanto desenvolvido a pressões diferentes da atmosférica.

Origem dos pipes

Em estruturas subvulcânicas erodidas como a descrita neste trabalho, é possível reconhecer a presença de condutos que alimentaram a ascensão ou erupção do magma, sempre que pressão magmática tenha sido suficiente para alcançar a superfície. Estes condutos podem ocorrer em uma gama de geometrias, dentre as quais as mais comuns são diques planares e condutos semicirculares (*pipe-like*).

O preenchimento de *pipes* quase sempre se dá pelo resfriamento de magma não-fragmentado, uma vez que normalmente a fragmentação por exsolução de gases ocorre em níveis próximos à superfície. A exsolução de água é a causa mais comum de fragmentação do magma, mas quando a porcentagem relativa de CO₂ exsolvido é alta, há um incremento na saturação do magma e uma exsolução mais precoce (Papale, 1998), possibilitando a fragmentação em níveis mais profundos. Não há modelos experimentais conhecidos que ajustem curvas de pressão inicial de gás dissolvido em líquidos carbonatíficos como o descrito neste trabalho. Não obstante, o inevitável decréscimo da pressão no interior do conduto, como consequência da alta participação de CO₂ (> 15 % em peso), implica em rebaixamento do nível de fragmentação (Papale, 1998)

Os *pipes* analisados podem ser considerados como condutos vulcânicos que partiram da câmara até a superfície, com um extremo hidráulico "livre", sem um bloqueio que suporte a pressão. Propagaram-se não apenas verticalmente, buscando superar a pressão litostática, mas também no sentido horizontal, desgaseificando progressivamente a câmara. A presença de condutos horizontais é um argumento válido para interpretar uma câmara magmática como rasa, já que a despressurização se produziu na direção dos componentes de esforço horizontais (σ_2 - σ_3) do estado de tensão da crosta.

O material de preenchimento dos *pipes* descritos, em todos os casos se mostra como uma massa de material fragmentado, com matriz fina abundante, cujas características texturais e estruturais podem ser utilizadas para interpretar o processo de formação. Não

houve uma dinâmica de fluxo única dentro dos condutos, já que em alguns casos há evidências de fluxos densos, com razão sólido/gás > 1 , tais como cisalhamento nas paredes do conduto (Figura II-116 – *pipes* tipo V), enquanto outros contêm estruturas como estratificação cruzada e laminação paralela, evidenciando diluição do componente sólido (Figura II-113 – *pipes* tipo III). Precisamente nestes últimos há um incremento de material fino na porção basal do *pipe*, o que pode indicar: a) decréscimo paulatino na pressão de escape de gás+sólido, à medida que evolui a desgaseificação da câmara, perdendo poder de transporte; ou b) aumento na eficiência da fragmentação do magma.

As estruturas descritas nos *pipes* indicam exsolução de gases e nucleação de bolhas previamente à formação destes. Para a composição de magma considerado, com a soma dos conteúdos em peso de CO₂, H₂O e F de no mínimo 11%, pode-se estimar uma profundidade mínima de 3.4 km para a formação de bolhas de CO₂ e de 130 m para a formação de bolhas de H₂O (Wilson e Head, 1981). Considerando o teto da câmara a menos de 1 km de profundidade e a uma pressão de ~ 20 MPa com um conteúdo de voláteis de 11% sendo exsolvido e produzindo uma baixa integral na densidade do magma, é viável obter níveis de fragmentação e formação de partículas tamanho *lapilli*, muito próximo ao próprio nível de nucleação.

A nucleação de bolhas em um conduto começa a diâmetros de 20µm (Sparks, 1978) e continua, dependendo do tipo e concentração de gases contidos no magma. Se a primeira espuma gerada no teto da câmara teve bolhas com diâmetro de 20 µm e uma viscosidade de 10MPas, obviamente estava mais do que instável e na iminência de fragmentação, uma vez que espumas de líquidos com viscosidade desta ordem, como os carbonatitos, são instáveis com bolhas de até aproximadamente 1 milímetro de diâmetro (Proussevitch *et al.*, 1993).

Os modelos disponíveis para cálculos de exsolução de voláteis e formação de condutos em magmas com baixo teor de sílica são aplicáveis a composições basálticas. Assim, a coexistência de níveis de nucleação e fragmentação muito próximos entre si e, ademais, localizados muito próximo ou mesmo dentro do reservatório magmático, pode ser uma característica especial de magmas carbonatíticos acumulados próximo à superfície. Neste caso, um tipo especial de eferlescência secundária (*second boiling*) seria o principal

gatilho para a formação dos *pipes*, onde o excesso de CO₂ seria gerado pela desestabilização do CO₃²⁻ dissolvido no líquido carbonatítico.

2.2 Modelo de evolução magmática proposto

Vários autores (Baecker, 1983; Hirano et al , 1987; Danni et al ,1991; Pereira, 1995) propuseram possíveis linhas de evolução para as rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I, porém nenhuma delas conseguiu explicar todas as associações observadas e as mineralizações contidas no complexo.

As observações obtidas a partir das séries bebedourítica, foscorítica, carbonatítica e rochas hidrotermais permitiram esboçar hipóteses para uma possível evolução magmática do Completo Carbonatítico Catalão I. Entre as linhas de evolução anteriormente propostas, a que melhor se adapta às observações de campo realizadas neste trabalho foi a de Hirano et al (1987) que propõem uma evolução a partir da imiscibilidade de dois líquidos, um silicático e outro carbonatítico. Segundo aqueles autores a linha silicática segue produzindo rochas alcalinas sem produção de foscoritos e carbonatitos por diferenciação magmática. E a linha carbonatítica se desdobra em nova imiscibilidade, ambas gerando foscoritos com nióbio, mas só uma delas gerando carbonatitos. Neste trabalho, a elaboração de um esquema de evolução magmática destas rochas não teve a pretensão de um trabalho de petrogênese, pois os estudos realizados se embasaram muito mais em observações de campo do que pesquisas petrológicas, O modelo proposto visa tão somente tentar explicar o contexto em que se desenvolveram as mineralizações ali existentes.

O esquema proposto apresentado na Figura II.124 ilustra três possíveis seqüências de evolução magmática.

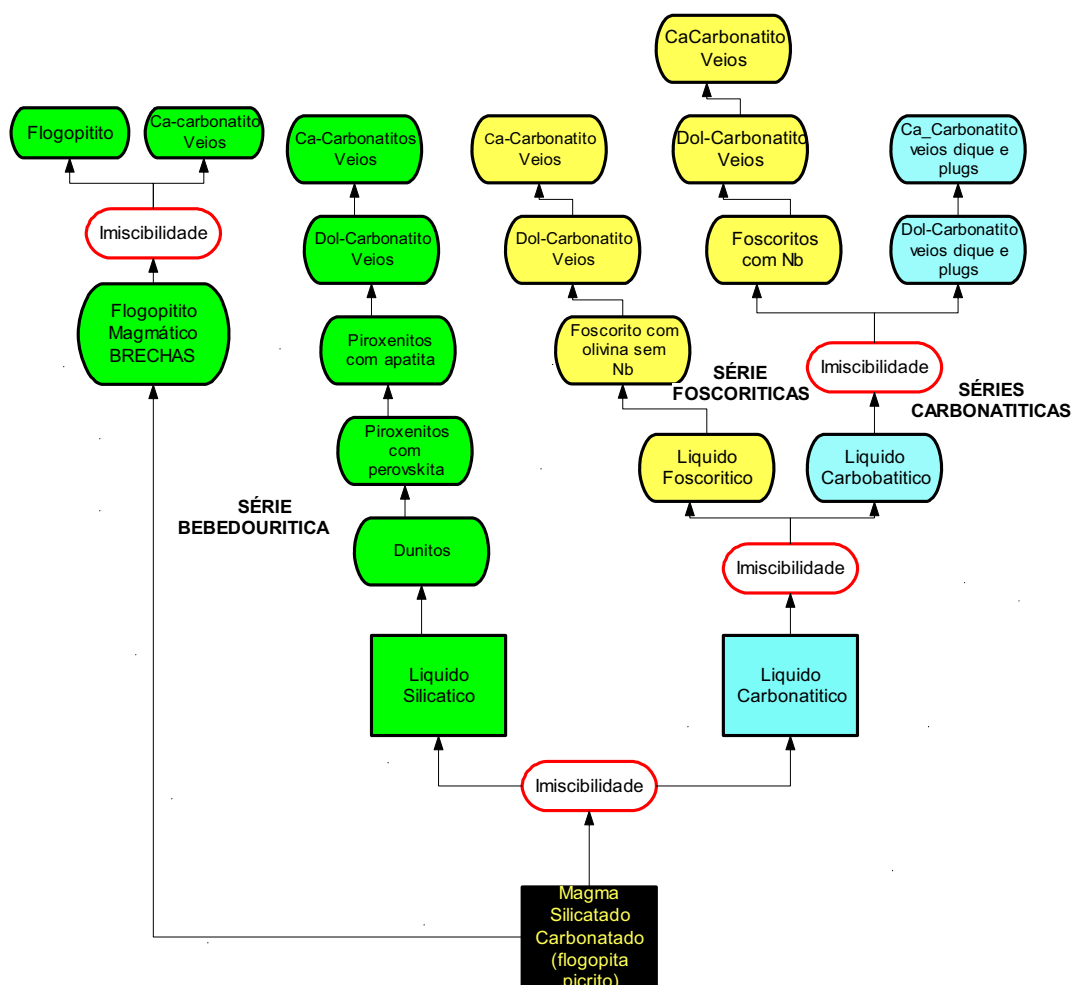


Figura II.124. Esquema de evolução magmática proposto para Catalão I.

Os dados de campo associados aos estudos petrográficos realizados apontaram duas grandes linhas de evolução para os magmas do complexo:

1. A primeira linha seguiu a seqüência dunito → bebedourito → veios de carbonatito. Esta seqüência, facilmente observada nas bordas do complexo, apresenta características de diferenciação magmática por fracionamento das fases silicáticas. Formaram-se cumulos, gerando líquidos residuais que, por sua vez, também continuaram fracionando outras fases, como apatita e, por flutuação, cumulos de carbonatos. Estes últimos deram origem a carbonatitos calcícticos e dolomíticos. Nesta seqüência de evolução, praticamente todo nióbio presente no líquido teria sido consumido durante a cristalização dos piroxenitos, aprisionado em cristais de perovskita. Estudos

empreendidos por Veksler et al (1998) apontam forte preferência dos elementos de ETR pelo líquido silicático, relativamente a um carbonatito imiscível; Suk (2000) confirma as observações de Veksler em estudos experimentais da distribuição de alguns elementos (ETR, Nb, Ta) entre os líquidos imiscíveis, determinando que tanto as ETR como Nb e Ta têm preferência pela fase silicática. Brod (1999) observou também a preferência do Nb e Ta pela fração silicática, no complexo carbonatítico de Tapira. O autor notou que a afinidade do Ta pelo líquido silicático é ainda maior que a do Nb, gerando assinaturas químicas que mostram a razão Nb/Ta aumentada no líquido carbonatítico imiscível. O volume muitas vezes menor do líquido carbonatítico em relação ao líquido silicático e a ausência de minerais de Ti (seqüestradores de Nb) permitiram que o Nb que particionou para o líquido carbonatítico se cristalizar como pirocloro. Ainda relacionado à evolução da Série Bebedourítica, ocorreu um evento tardio de uma injeção de magma primário, semelhante ao que forma os diques de flogopita-picrito descritos por Brod (1999) e Brod et al (2001), considerado como a rocha mais primitiva da província, que em Catalão I está representado pelas rochas que formam a matriz da brecha magmática.

2. A segunda linha de evolução deriva da fração de líquido carbonatítico gerado por imiscibilidade inicial a partir do magma original silicatado-carbonatado (Figura II.124). Este líquido carbonatítico inicial sofreu um segundo evento de imiscibilidade, o qual originou um segundo líquido carbonatítico e um líquido foscorítico.
3. O líquido foscorítico gerado inicialmente, rico em olivina e pobre em pirocloro, seguiu sua evolução por cristalização fracionada, dando origem aos foscoritos sem nióbio mas rico em apatita, os quais, no final da cristalização, e por um processo de segregação, deu origem a veios finos de dolomita carbonatito e calcita carbonatito.
4. O segundo líquido carbonatítico, ainda por imiscibilidade, produziu um segundo magma foscorítico e um terceiro líquido carbonatítico. O segundo líquido foscorítico, sem olivina, produziu os foscoritos com nióbio e magnetita.
5. O terceiro magma carbonatítico produziu dolomita carbonatitos e calcita carbonatitos na forma de plugs, diques e veios. Este é o magma responsável pelas massas de carbonatitos existentes na parte central do complexo.

Rochas de filiação Carbo-hidrotermal

As rochas carbo-hidrotermais podem ser derivadas tanto da Série Bebedourítica, Carbonatítica ou Foscorítica. No primeiro caso os produtos gerados foram os flogopititos ricos em perovskita e flogopititos ricos em apatita. Da Série Carbonatítica o produto gerado foi o dolomita carbonatito magnésítico mineralizado em monazita. Da Série Foscorítica as rochas resultantes foram os foscoritos ricos em monazita e os monazititos representados pelas camadas C2a e C2b descritos na pagina 373. A figura II.125 é derivada da Figura II.124 para mostrar onde aconteceram as transformações descritas.

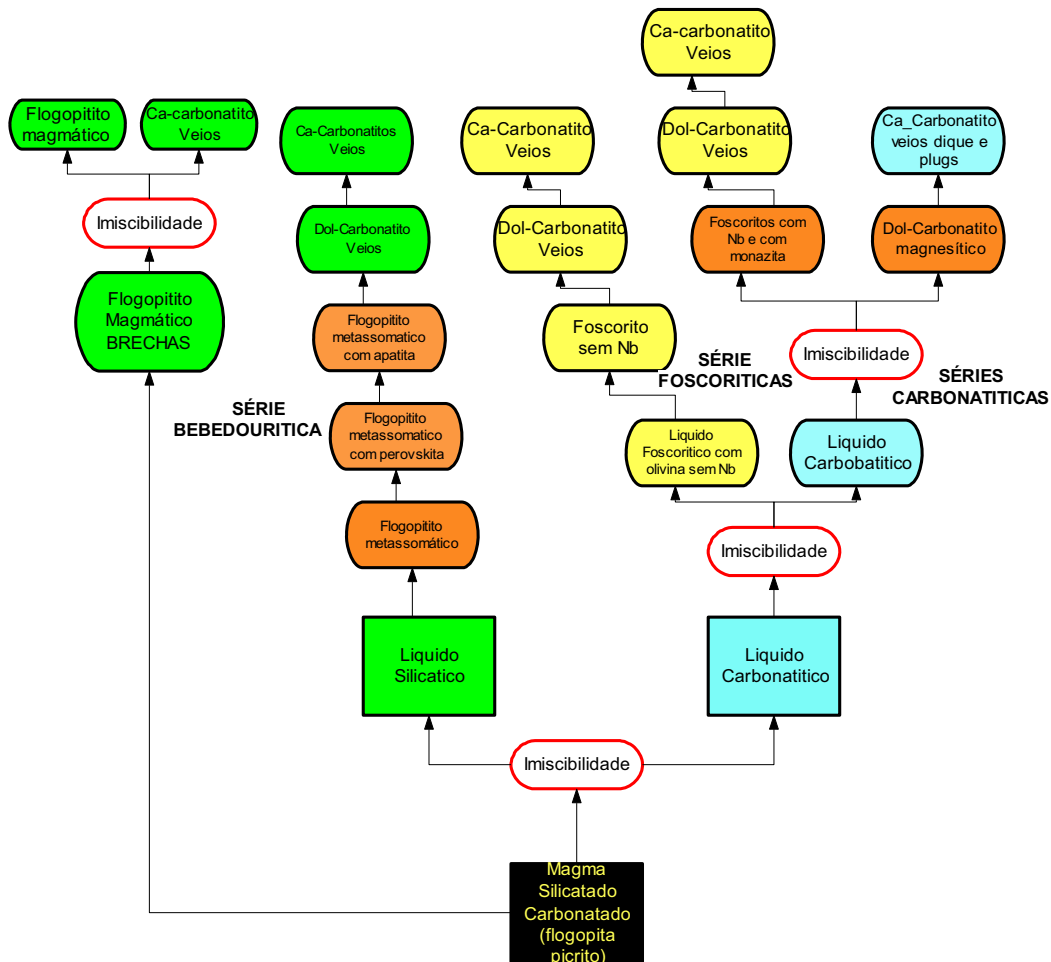


Figura II.125. Esquema de evolução magmática após a ocorrência das transformações carbo-hidrotermais. Os quadros na cor laranja mostram as rochas das Séries Bebedourítica, Foscoríticas e Carbonatíticas que sofreram transformações carbo-hidrotermais.

A maior contribuição que o estudo da evolução das rochas que compõem o complexo trouxe foi identificar as relações que cada Série e o processo carbo-hidrotermal trouxe para o controle das mineralizações que ocorrem na área. A Figura II.126 derivada das Figuras II.124 e II.125 apresenta um arranjo final das relações entre grupos de rochas e as mineralizações associadas.

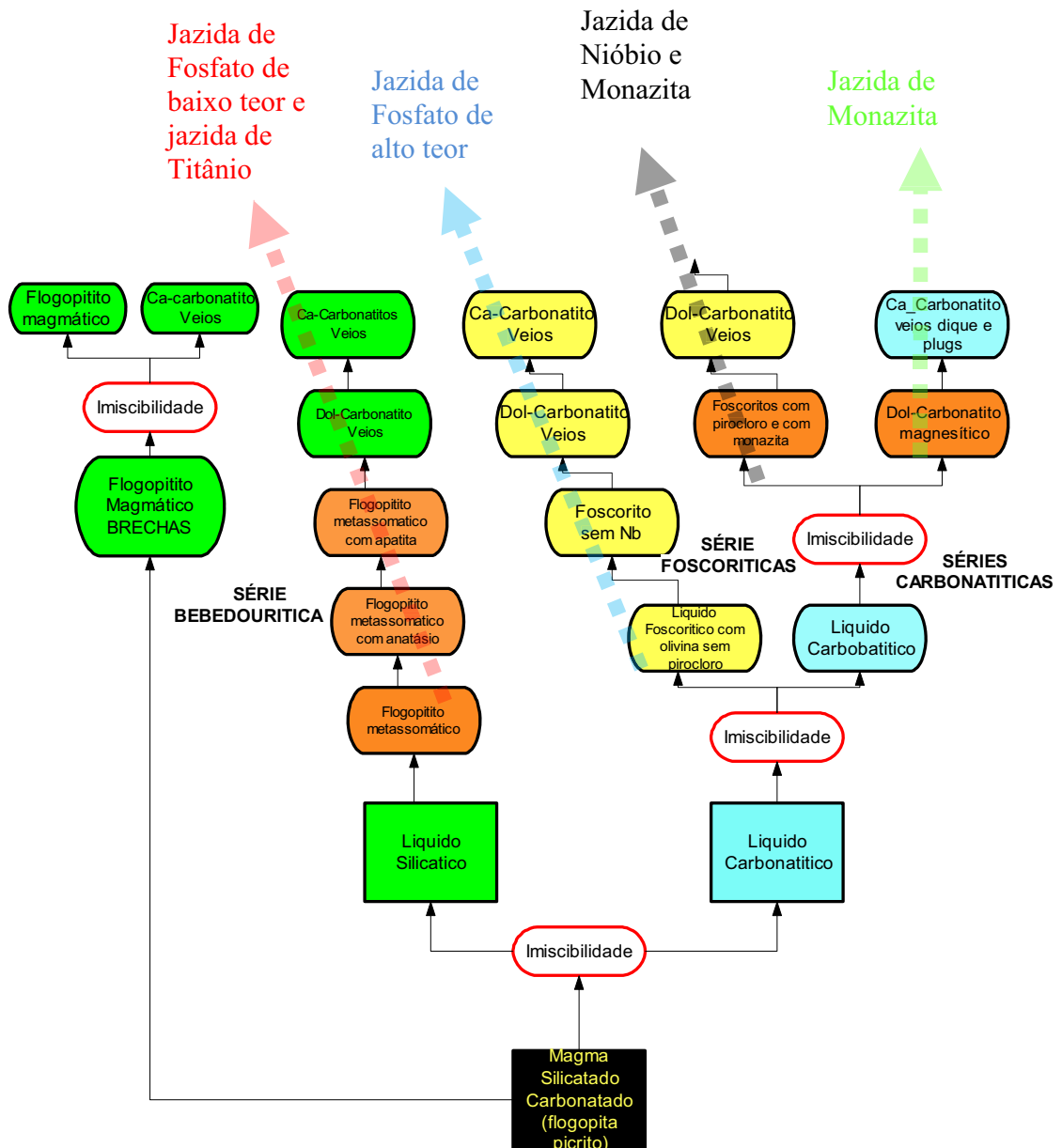


Figura II.126. Relações entre a evolução magmática e o processo carbo-hidrotermal com as mineralizações conhecidas no Complexo Catalão I.

2.3 Conclusões

As rochas na área estudada do complexo são divididas em dois grandes grupos:

- a) Rochas magmáticas
- b) Rochas magmáticas com transformação carbo-hidrotermal

O primeiro grupo é formado por três grande séries:

1. Série Bebedourítica composta por dunitos, piroxenitos com perovskita, piroxenitos sem perovskita, piroxenitos com apatita, brecha de fluxo com matriz flogopitítica e veios de carbonato segregados. A importância desta série magmática para as mineralizações foram:
 - O protolito da mineralização de Ti são os piroxenitos e bebedouritos;
 - O anatásio é preferencialmente produto de transformação da perovskita por processos carbo-hidrotermal e subordinadamente produto do intemperismo de remanescentes da perovskita;
 - A fonte ETR para formação da monazita pode ter sido derivada da transformação da perovskita para anatásio, onde consideráveis quantidades de ETR são liberadas;
 - Foram identificadas no piroxenitos e flogopititos metassomáticos quantidades econômicas de apatita;
 - Os flogopitito magmático que constitui a matriz da brecha parece ser uma variedade do flogopita picrito definido por Brod (1999) e Brod et al. (2001).;
 - Os glóbulos de carbonatos presentes no flogopitito da brecha magmática. se aglutinam e se avolumam para formar corpos e veios carbonatíticos.
2. A Série Foscorítica é dividida em duas linhas: uma composta por olivina foscoritos sem pirocloro e ricos em apatita, e outra por foscoritos mais evoluídos, ricos em pirocloro e magnetita.
3. Do ponto de vista estatístico existem duas populações distintas de foscoritos e que isto pode significar duas linhas genéticas independentes ou, alternativamente a evolução de um ou outro tipo por cristalização fracionada. A análise modal da

apatita, magnetita e silicatos aplicados sobre o diagrama de Yegorov (1993) também confirma dois grupos de foscoritos.

4. A Série Carbonatítica é composta por dolomita carbonatito e calcita carbonatito. As principais conclusões obtidas foram:

- Os grandes volumes de carbonatitos são sempre dolomita carbonatitos;
- Os Ca carbonatitos são de pequeno volume e são produtos da evolução magmática simples dos dolomita carbonatitos e quando relacionados a brecha magmática, são derivados de glóbulos de calcita que se aglutinam para formar veios e pequenos plugs, ou seja, são produtos diretos de um processo de imiscibilidade.

O segundo grupo são rochas modificadas por fluidos carbo-hidrotermais derivados da intrusão carbonatítica. Estas rochas, se os protolitos são da Série Bebedourítica, resultam em flogopitíticos metassomáticos com perovskita e flogopititos metassomáticos ricos em apatita e flogopititos metassomáticos entremeados por veios de monazita.

Se derivado da Série Foscorítica resultam em foscoritos metassomáticos ricos em monazita e monazititos. Na área estudada os foscoritos localizados na unidade C2a e C2b se enquadram neste tipo.

Se derivado de dolomita carbonatito a rocha resultante é o dolomita carbonatito magnésítico.

Além destas rochas ocorrem veios de monazita, veios de barita e veios de carbonatos que fazem parte desta assembléia de rochas carbo-hidrotermais.

Os *pipes* descritos na área, associados às rochas de transformação carbo-hidrotermal mostram que:

- a) Existe uma ampla variação de formas e são preenchidos por material fragmentado, formando brechas com várias razões fragmento: matriz de material finamente granulado com ou sem estratificação;
- b) A dinâmica de fluxo dos condutos mostra variação de fluxo desde alta densidade com a razão sólido:gás >1 , a fluxos diluídos com alto grau de fragmentação do magma;

- c) Ocorrem estruturas que indicam transporte de material particulado, tais como estratificação gradacional, plano-paralela e cruzada. Estas estruturas são comuns em depósitos sedimentares e fluxos de baixa densidade (*surges*) associados a vulcanismo explosivos;
- d) A presença de brecha em todos os tipos sugere explosões internas nestes condutos;
- e) A profundidade da intrusão e o conteúdo de voláteis estimados sugerem que a pressão do magma dentro da câmara poderia ser de uma ou duas ordens de magnitude maior do que a pressão litostática;
- f) Estas evidências indicam que um líquido com tais características reológicas, que acumulou perto da superfície, terminou sua história explosivamente, gerando uma fragmentação do magma no topo ou muito próxima do topo do reservatório do magma;
- g) A fragmentação do magma e o transporte de material particulado como um fluxo diluído e turbulento foram processos viáveis que operaram dentro da câmara magmática do complexo de Catalão I;
- h) As interpretações indicam um caso extremo de formação de fluxo piroclásticos dentro dos condutos ou dentro da câmara magmática.

O esquema geral de evolução magmática proposto para o complexo Catalão I é:

- a) As rochas da Série Bebedourítica evoluíram a partir de uma imiscibilidade de um magma silicatado carbonatado gerando um líquido silicatado para formar inicialmente dunitos → piroxenitos com perovskita → piroxenitos sem perovskita → piroxenitos com apatita → segregação de veios de carbonatos. Um segundo evento tardio de magma carbonatado-silicatado resultou em flogopititos magmáticos saturado em carbonatos, com segregação imiscível de glóbulos de calcita que coalescem para formar corpos na forma de veios e *plugs* carbonatíticos;
- b) As rochas da Série Carbonatítica evoluíram a partir do líquido carbonatítico gerados pela imiscibilidade inicial. Este líquido por sua vez

se resultou numa nova imiscibilidade dando origem a um líquido foscorítico e um segundo líquido carbonatítico;

- c) O primeiro líquido foscorítico formou foscoritos ricos em olivina, em apatita e sem nióbio, além de segregações de veios de carbonatos;
- d) O segundo líquido carbonatítico evoluiu para uma terceira imiscibilidade que resultou no terceiro magma carbonatítico e um segundo líquido foscorítico. O magma carbonatítico formou os corpos de carbonatito presentes nas partes centrais do complexo, enquanto o segundo magma foscorítico resultou em foscoritos sem olivina mas com bastante pirocloro e magnetita.

Do ponto de vista metalogenético pode-se concluir que:

As rochas da Série Bebedourítica deram origem a uma jazida de titânio de alto teor e uma jazida de fósforo de baixo teor.

As rochas da Série Foscorítica com olivina da segunda imiscibilidade resultaram numa jazida de fosfato de alto teor.

As rochas da Série Foscorítica da terceira imiscibilidade resultaram numa jazida de nióbio.

CAPÍTULO III

Caracterização do manto de intemperismo

Modelagem geológica do manto de intemperismo

Modelagem geoquímica do manto de intemperismo

Integração dos resultados

Conclusões

3 Caracterização geológica e geoquímica do manto de intemperismo

Introdução

O objetivo deste Capítulo é caracterizar o manto de intemperismo a partir do banco de dados de amostras de sondagens situadas no polígono que delimita os direitos minerários da empresa Fosfertil no Complexo Carbonatítico Catalão I. A metodologia utilizada neste estudo foi a aplicação de técnicas estatísticas multivariadas para definição de assinaturas geoquímicas dos diversos níveis de intemperismo assim como sua representação cartográfica. Os fundamentos geológicos são aqueles desenvolvidos pelo autor no Capítulo II e os propostos por Imbernon (1993), Oliveira & Imbernon (1998) e Toledo (1999).

3.1 Modelagem geológica do manto intemperizado

Aspectos gerais

Imbernon (1993) propôs a divisão do manto de intemperismo no Complexo Carbonatítico Catalão I em quatro grandes unidades denominadas de Cobertura Laterítica (H1), Saprolito (H2), Rocha Alterada (H3) e Rocha Fresca, (H4) com base na caracterização química e geológica detalhada de quatro furos de sonda estrategicamente posicionados no complexo. Os resultados são sumarizados na Tabela III 1.





Intervalo	Espessura mínima e máxima	Litotipos	Teores médios (4 furos de sondagem) %												
			CaO	MgO	Fe2O3	SiO2	Al2O3	TiO2	BaO	P2O5	K2O	CaO/P2O5	Pf	P2O5ap	
H1	15-25 m	 Cobertura Laterítica	0,8	0,5	44,8	20,1	5,6	13,5	2,0	6,3	0,1	0,14	7,8	0,99	
H2	24-32 m	 Saprolito estrutura conservada	15,0	0,5	29,1	27,2	2,2	7,1	1,2	13,6	0,1	1,09	5,5	11,28	
H3	28-34 m	 Rocha alterada	16,2	5,3	24,4	22,2	2,7	6,5	0,9	12,8	0,5	1,29	8,5	11,39	
H4		 Rocha fresca	15,3	18,6	14,7	16,1	2,1	3,4	0,7	7,0	0,8	2,48	21,4	6,17	

Tabela III 1 Características do perfil de intemperismo em Catalão I segundo Imbernon (1993).

Posteriormente, Oliveira & Imbernon (1998) revisaram parte destas definições ao dividir o intervalo saprolito em subunidades denominadas de Saprolito Aloterítico (SAL) e Saprolito Isalterítico (SISAL) e Rocha Alterada (RA) e a unidade de Rocha Sã (RS) que sotopõem o pacote intemperizado. Estes termos provêm da subdivisão do termo “alterita” conforme proposição de Chatelin (1974) e Boulangé (1984).

Neste trabalho o autor propõe uma revisão das unidades definidas por Oliveira & Imbernon (1998) estendendo a caracterização para 253 furos de sonda, o que totaliza 1556 amostras posicionadas em intervalos de cinco metros. Isto permitiu não só a definição de novos limites espaciais do envelope que abriga os intervalos analisados, mas também a construção de modelos tridimensionais do manto de intemperismo do Complexo Carbonatítico Catalão I.

3.1.2 Caracterização da Cobertura Laterítica Superficial (CLS)

Para caracterizar a Cobertura Laterítica Superficial (CLS) adotou-se as informações de Imbernon (1993). Esta cobertura se estende por toda área de estudo e representa o produto final e atual do processo intempérico que agiu sobre o complexo. É constituído por material argiloso vermelho escuro, com ou sem pisolitos lateríticos, e contém argilas do tipo caolinita e esmectita. Outros constituintes minerais encontrados (Imbernon, 1993) foram; goethita, quartzo, anatásio, fosfatos aluminosos da família da crandalita, todos determinados por difração de raios X. A espessura do intervalo varia de 2 a 3 metros e depende das feições topográficas do terreno. Nos locais situados sobre antigas dolinas ou depressões, esta cobertura é alóctone. São colúvios ou sedimentos lacustres onde espessuras variando de 10 a 30 metros são comuns. Imbernon (1993) e Oliveira & Imbernon (1998) consideraram toda cobertura laterítica alóctone, motivado talvez pelo fato que em um dos quatro furos descritos pelas autoras a cobertura situa-se sobre um paleo-lago, que na época não havia ainda sido descoberto. Como este material possui características alóctones, generalizou-se à interpretação para toda área do domo. Imbernon (1993) apresentou ainda análise química total da Cobertura Laterítica a partir dos quatro perfis estudados. A Tabela III 2 mostra estes resultados.

	Método analítico	Teor (% / ppm)
SiO ₂	FRX	21,3
Al ₂ O ₃	FRX	17,6
Fe ₂ O ₃	FRX	28,5
FeO	Via Umida	1,2
CaO	FRX	0,70
MgO	FRX	0,77
Na ₂ O	Ab + HF – HNO ₃	0,03
K ₂ O	Ab + HF – HNO ₃	0,09
MnO	Ab + HF – HNO ₃	0,36
TiO ₂	FRX	6,7
P ₂ O ₅	FRX	6,9
F	Fusão alcalina	0,22
PF	Grav.	10,55
Total		94,92
Cr	ICP	588 (ppm)
Ni	ICP	102
Ba	ICP	21497
Zr	ICP	4430
Nb	ICP	3220
S	ICP	930
Th	ICP	270
Rb	ICP	<5
Hf	ICP	59
Ta	ICP	360
Y	ICP	120
Cs	ICP	22

Tabela III 2 Análise química total na cobertura laterítica superficial compilado de Imbernon (1993).

3.1.3 Caracterização do intervalo Saprolito Aloterítico (SAL) .

Segundo Oliveira & Imbernon (1998), o intervalo Saprolito Aloterítico está posicionado imediatamente abaixo da Cobertura Laterítica Superficial, e resulta de um intemperismo suficientemente evoluído para destruir todas as estruturas da rocha matriz original. Fisicamente, definem este intervalo por:

- ✓ Diminuição do volume da rocha original;
- ✓ Destruição progressiva das feições de sustentação das estruturas da rocha;
- ✓ Importância das remobilizações;
- ✓ Abundância do conteúdo de argila.

Genericamente, as características químicas marcantes deste intervalo são teores de CaO e MgO menores que 1 e 1.5% respectivamente e relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 < 1\%$. As principais características físicas são sua cor amarelo claro associada a oxi-hidróxidos de ferro e sua constituição argilosa. Porém, a composição química e mineralógica deste intervalo depende da rocha original.

Quando este intervalo está sobre rochas da série bebedourítica, um marcador adicional é introduzido: a mineralização de anatásio, marcada por altos teores de TiO_2 ($>10\%$). Por outro lado, nas regiões onde rochas da série foscorítica predominam, o intervalo é marcado pela sua cor ocre escura, resultante de maior conteúdo de ferro (magnetita + goethita + oxi-hidróxidos de ferro), pela ausência de anatásio e por intensas silicificações associadas a gangas ferruginosas. Além disto, a relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ dificilmente é menor do que 1% porque neste ambiente a ausência de alumínio impede a formação de fosfatos da família das crandalitas e o fósforo e o CaO dissolvidos se recristalizam como apatita secundária (Toledo, 1999 e Ferrari, 2000).

Quando a rocha fonte são os carbonatitos, dificilmente este nível é representativo, porque com a lixiviação total dos carbonatos apenas os minerais acessórios, tais como espinélios e alguns silicatos permanecem no local e são incorporados pelos materiais derivados da alteração da rocha encaixante. Quando processos de silicificação são atuantes no meio, os carbonatitos podem estar substituídos por silexites como atestam relictos de texturas de fluxo, muito comuns nos carbonatitos não intemperizados e facilmente encontrados em sondagens profundas e nos afloramentos na mina de fosfato.

A ruptura da estrutura mineral da rocha original flogopitítica teve como resultado a produção de grande quantidade de argila, resultando em materiais de densidade mais elevada dos que os produtos menos intemperizados subjacentes e, como consequência, uma baixa porosidade e permeabilidade forçando o lençol freático se posicionar na camada inferior denominada de saprolito isalterítico.

3.1.4 Caracterização do intervalo Saprolito Isalterítico(SIS)

O intervalo Saprolito Isalterítico, posicionado imediatamente abaixo do Saprolito Aloterítico, é definido por $\text{CaO} > 1\%$ e $\text{MgO} < 5\%$ conforme critérios estabelecidos por Imbernon (1993) e Oliveira & Imbernon (1998), e também por uma relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 > 1\%$ e $< 1.6\%$. Este último parâmetro identifica uma zona onde a apatita já perdeu parte do Ca, mas ainda preserva sua identidade, diferente do intervalo saprolítico aloterítico onde a relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 < 1\%$ indica a ausência de apatita, tendo todo fósforo se fixado em fosfatos aluminosos da família das crandalitas, particularmente quando este produto é derivado de flogopititos.

Fisicamente, este intervalo se caracteriza por perda parcial de matéria, ou de minerais de alta solubilidade em água em meio ácido, com geração de vazios ou porosidade e consequente diminuição da densidade da rocha, mas com pouca ou nenhuma redução de volume. Características texturais e estruturais herdadas da rocha original são ainda visíveis, assim como algumas características químicas e mineralógicas relacionadas aos minerais mais resistentes ao intemperismo que podem ser parcialmente mantidas. Aqui as características físicas dependem fortemente da rocha original: se for um flogopitito sua coloração pode ser marrom claro, mas se a rocha for carbonatítica/foscorítica as cores dominantes são o marrom escuro, às vezes tendendo ao marrom mesclado com preto, e o material é mais duro, menos friável tendendo para silicificação. Do ponto de vista econômico, neste intervalo concentra-se minério com maior teor de P_2O_5 , porque é onde a apatita atinge seu ponto máximo de concentração residual, antes da destruição de sua rede cristalina com a perda do CaO tal como acontece no intervalo aloterítico.

Toledo (1999) estudou a apatita do manto intempérico de Catalão I e observou que sua evolução está de acordo com as tendências geoquímicas da laterização, ou seja, sua

eliminação do perfil. No intervalo saprolítico isalterítico, que antecede a fase ativa da laterização, o comportamento do fósforo obedece a uma evolução que depende da rocha original. Se no perfil existe disponibilidade de Al, o fosfato supérgeno formado não é apatítico e sim da série da crandalita, portanto sem o Ca, que é lixiviado do sistema. Mas se não existe disponibilidade de Al, como nos locais de predominância de foscoritos, nelsonitos e carbonatitos, a formação de apatita supérgena é que irá dominar. Somente nos estágios mais avançados da alteração, já no nível dos saprolitos aloteríticos, a apatita supérgena se desestabiliza, com a perda do P, seguindo o caminho natural da laterização com sua total eliminação do perfil.

3.1.5 Caracterização do intervalo de rocha alterada (RA)

O intervalo denominado de Rocha Alterada, definido por Oliveira & Imbernon (1998), posicionado abaixo do Saprolito Isalterítico é caracterizado pela relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 > 1.6$ e $\text{MgO} > 5\%$. Neste intervalo todas as estruturas da rocha original estão preservadas. As características físicas deste intervalo variam conforme a composição da rocha fonte: se for um flogopitito, o intervalo varia do cinza ao verde claro, dependendo do grau de alteração, mas se a rocha fonte for um foscorito sua aparência é praticamente a mesma da rocha fresca, ou seja, uma rocha pintalgada com as cores pretas, brancas e marrons, derivadas da magnetita, apatita e flogopita respectivamente. Entretanto, foscoritos quando associados a flogopititos, a alteração do conjunto produz cores esbranquiçadas para os diques e veios foscoríticos e verde limão para os flogopititos. Já os carbonatitos dolomíticos que se apresentam pouco intemperizados neste horizonte mostram cores semelhantes à rocha fresca. Do ponto de vista econômico este intervalo é composto por dois domínios: o primeiro derivado de rochas da série bebedourítica (flogopititos magmáticos e brechas polimíticas), que atualmente não é econômico pela baixa concentração de P_2O_5 e pela alta concentração de CaO e MgO oriundos de calcita, dolomita e flogopita. O segundo tipo é caracterizado pela associação de flogopititos metassomáticos (derivado de bebedouritos portadores de apatita), com rochas de série foscorítica e carbonatitos, cujos teores médios de P_2O_5 podem atingir valores maior que 5%, tornando o intervalo potencialmente econômico. Este domínio é categorizado como recursos, e não reservas, em função de restrições de beneficiamento relacionadas aos

contaminantes MgO e CaO derivados dos carbonatitos. Os carbonatos competem com apatita no processo de flotação impedindo a obtenção de concentrados de apatita superiores a 30% de P_2O_5 (a especificação mínima do concentrado comercial é 35,5% de P_2O_5).

3.2 Modelagem geoquímica do manto intemperizado

Aspectos gerais

Para os propósitos deste trabalho define-se modelagem geoquímica como a caracterização de uma determinada unidade geológica do ponto de vista quantitativo, qualitativo e espacial. Quando Imbernon (1993) definiu os intervalos do manto intemperizado e seus limites no Complexo Carbonatítico Catalão I, o fez de modo genérico, sem estabelecer sua distribuição espacial. Neste trabalho o estudo foi conduzido para permitir uma visualização espacial do manto intempérico tanto na forma de mapas como em modelos tridimensionais.

Para modelar o manto intempérico foram construídos inicialmente perfis em duas dimensões, utilizando-se as variáveis químicas dentro dos intervalos. A Figura III.1 é uma integração dos perfis idealizados por Imbernon (1993), Oliveira & Imbernon (1998), Khan (1987) e Ribeiro (1990) e representa a distribuição química dos elementos no manto intemperizado.

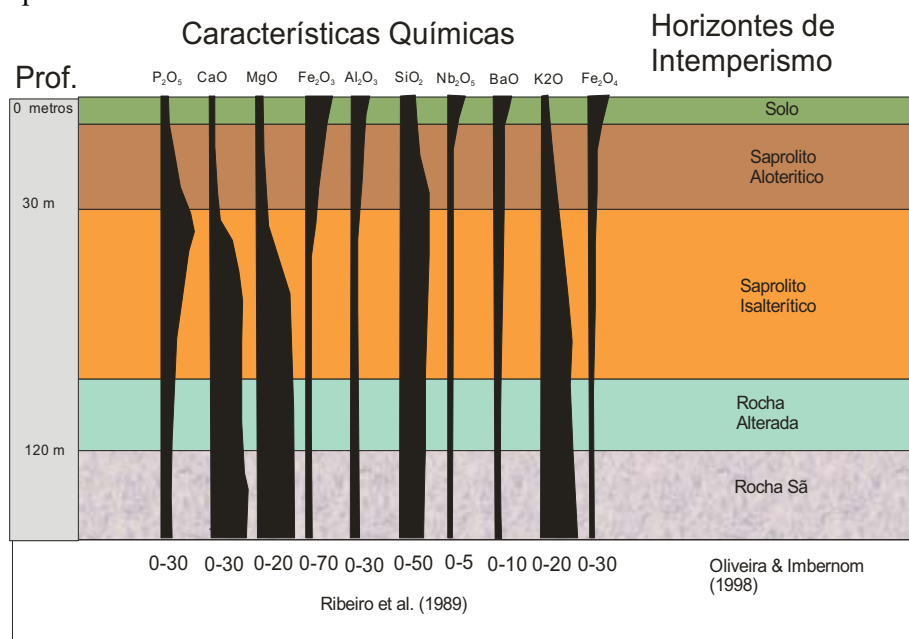


Figura III.1. Perfil de intemperismo global no contexto do domo apresentando as características médias de todos os intervalos definidos por Oliveira & Imbernon (1998), Khan (1987) e Ribeiro (1990).

Para construção do modelo tridimensional utilizou-se superfícies separadoras de cada unidade a partir do levantamento topográfico da superfície e do traçado de seções geológicas ao longo da malha de sondagem nas direções norte-sul e leste-oeste com o objetivo de gerar envelopes que definem os limites tridimensionais dos intervalos no manto de intemperismo.

A Figura III.2 representa a superfície original da área do domo que corresponde ao topo da unidade Cobertura Laterítica. Esta superfície foi construída a partir de curvas de nível dos serviços topográficos desenvolvidos na década de 70, portanto, anteriores as atividades de lavra.

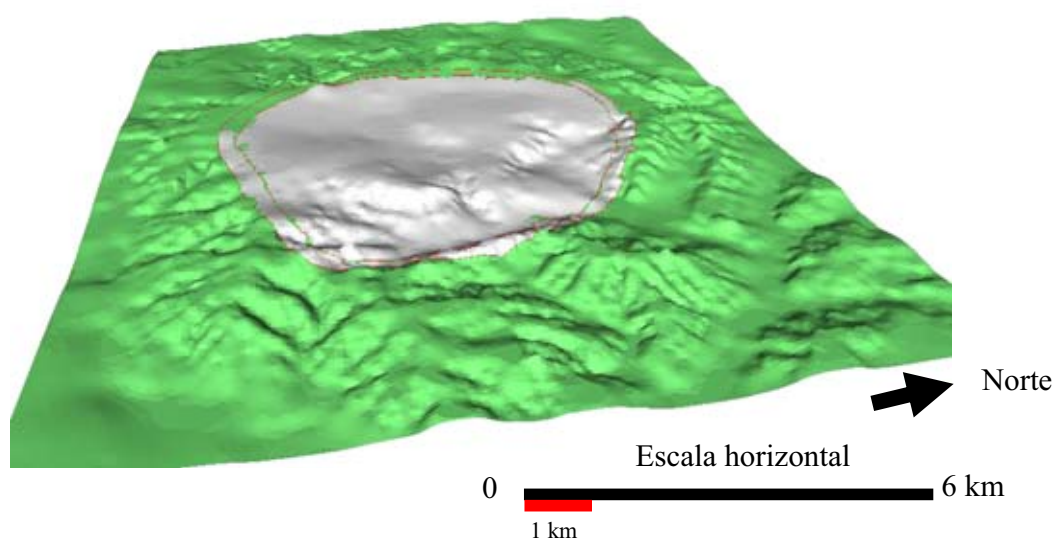


Figura 2. Vista tridimensional da superfície topográfica original da região do Domo de Catalão I. A área na cor branca corresponde ao Complexo Carbonatítico Catalão I. Exagero vertical=2.

A Figura III.3 é um corte tridimensional do intervalo Saprolito Aloterítico para exemplificar o processo de construção das seções que isolam conjuntos de amostras de furos de sondagens situados neste intervalo. As superfícies de topo e base foram geradas pela união de todas as seções verticais construídas a partir de furos sonda, com base nos critérios geológicos que definem cada intervalo. Na seção, a superfície superior apresenta-se em vermelho e a inferior em verde. A superfície branca representa a topografia atual gerada pela lavra de apatita. Para evitar ausência de amostras nos locais atingidos pela lavra, foram utilizados como balizadores os furos anteriores às atividades de mineração. Entretanto, sondagens de detalhe realizadas posteriormente, após a lavra de parte do intervalo, revelam irregularidades no perfil não identificadas pelos furos antigos. Estas irregularidades são produtos de variações litológicas que respondem ao intemperismo conforme sua composição mineral, gerando descontinuidades laterais, de forma que podem coexistir amostras de rocha alterada ao lado de amostras de saprolito isalterítico, por exemplo. Para resolver este problema, todas as amostras foram projetadas num plano horizontal no momento de estimar dados entre as amostras reais. Portanto, a representação cartográfica mostrada nas próximas seções desta tese representa um plano horizontal, mas as seções geológicas que irão gerar os envelopes precursores de um sólido tridimensional foram modeladas com as amostras na sua cota real, pois são estes sólidos que determinarão quais amostras irão participar das estimações. Este mesmo processo construtivo se aplica nos intervalos saprolítico e de rocha alterada.

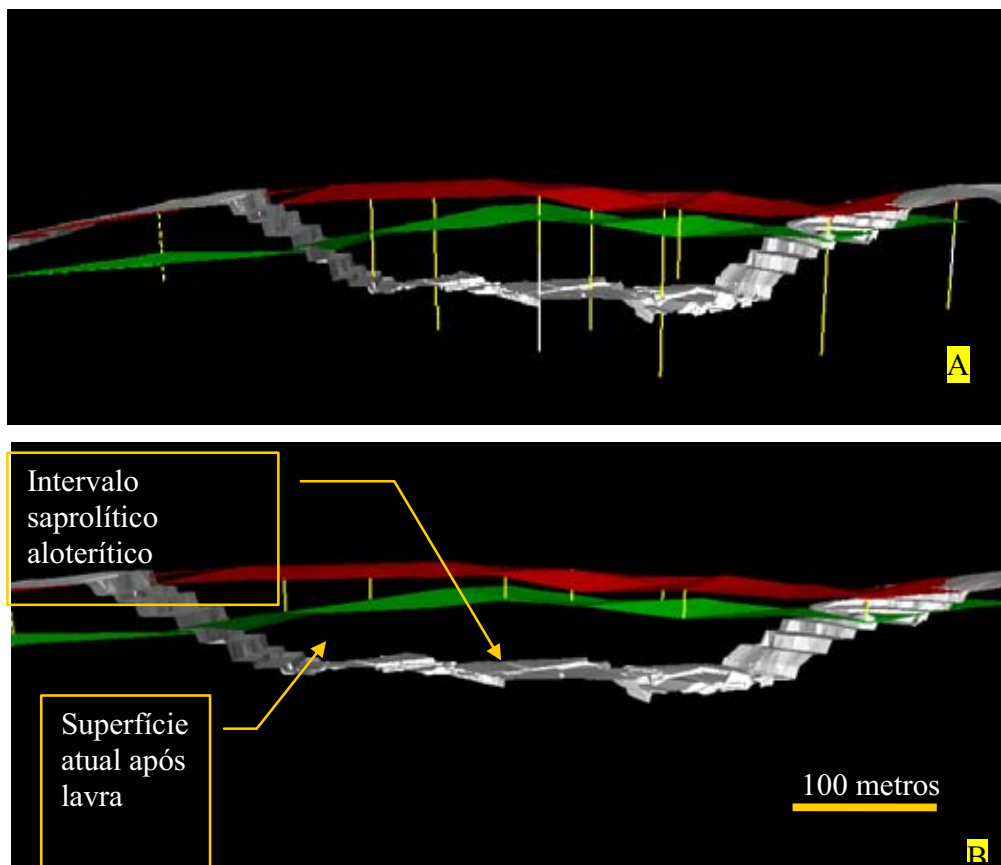


Figura III.3 Seção leste oeste em 3D do intervalo saprolítico aloterítico situado sobre a frente de lavra 01 juntamente com os furos de sonda que permitiram a reconstituição desse perfil. As duas superfícies mostradas no desenho definem (em seção) o topo e a base do envelope aloterítico. Em (A) são mostrados os furos de sonda completos atravessando todas as unidades e em (B) as partes dos furos que foram efetivamente utilizadas na construção do modelo.

3.2.1 Tratamento dos dados por técnicas estatísticas multivariadas

Introdução

Técnicas da estatística multivariada permitem delinear domínios definidos por grupos de amostras similares, que podem ser utilizadas na caracterização geoquímica dos intervalos de intemperismo. Diversas técnicas com esta finalidade são conhecidas na literatura, utilizadas principalmente em estudos de psicologia e medicina e mais recentemente, pelos geoquímicos. As técnicas mais comuns são a Análise Grupal, a Análise Discriminante, a Análise Fatorial e a Análise de Componentes Principais, sendo as duas últimas as mais adequadas para o tratamento dos dados localizados no manto de intemperismo. A importância destes procedimentos estatísticos é incrementar novas informações aos intervalos das alteritas com o objetivo de promover uma caracterização geoquímica mais apurada e ainda gerar mapas que podem ser utilizados no controle da mineralização.

O termo Análise Fatorial (AF) foi primeiramente introduzido por Thurstone (1931) e as principais aplicações desta técnica são: (1) reduzir o número de variáveis e (2) detectar a estrutura das relações entre as variáveis.

A técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) computa os principais componentes associados a diversas análises estatísticas. O método é indicado para resolver problemas de grande tamanho. Dois tipos de análises são disponíveis, dependendo se os dados necessitam de padronização ou de centralização. No primeiro caso a análise é executada via matriz de correlação, enquanto que o último é utilizado a matriz de covariância. O método básico, entretanto, consiste encontrar a diagonal da matriz simétrica: correlação ou covariância. A principal justificativa para utilização deste método, associado à Análise Fatorial é confirmar as assinaturas geoquímicas definidas com o primeiro método (AF) por técnicas (ACP), que dispõem de recursos gráficos capazes de refinar as análises de individualização das variáveis dentro de cada grupo. Como na AF, a ACP produz também resultados na forma de planilhas que são usadas para interpretação dos resultados. A ACP pode também ser usada como uma técnica de classificação, de modo que as relações entre variáveis e casos possam ser realçadas. A ACP, conceitualmente, é similar à

AF e, conseqüentemente, seus resultados serão também parecidos, mas algumas diferenças merecem destaque:

- ACP não usa qualquer método interativo para extração dos fatores;
- ACP permite considerar algumas variáveis e/ou casos suplementares. Estas variáveis e casos podem ser mapeados dentro do mesmo espaço fatorial como derivado das variáveis e casos ativos;
- ACP permite a análise dos dados coletados sobre variáveis que são heterogêneas com respeito às suas médias ou com respeito às médias e desvios padrão promovendo uma opção de análise da matriz de covariância bem como da matriz de correlação.

Em resumo, as técnicas de AF e ACP se complementam e são adequadas para estabelecer grupos de variáveis que refletem composições mineralógicas dominantes dentro de uma região. Por isso, seus fatores podem ser denominados de fatores litológicos, mineralógicos etc.. Além disto, tanto a AF como a ACP, podem ser representadas na forma de mapas, já que cada uma das amostras analisadas possui coordenadas UTM (X,Y e Z).

Em função das características dos dados químicos disponíveis e dos resultados de testes iniciais com as técnicas citadas, optou-se pela utilização somente da Análise Fatorial porque esta técnica mostrou-se mais eficaz na separação entre carbonatitos dolomíticos e calcíticos.

3.2.2 Análise Fatorial (AF) do intervalo Saprolito Aloterítico

Os resultados obtidos com esta técnica são a seguir apresentados na forma de gráficos e tabela que expressam o tratamento estatístico sobre a base de dados que compõe este horizonte de intemperismo. Os gráficos são apresentados em 2D ou 3D conforme a disposição dos conjuntos das amostras no espaço fatorial.

A Tabela III.3 apresenta os autovalores da matriz de correlação (*eigenvalues*), e são interpretados como a proporção da variância encontrada pelas correlações entre as respectivas variáveis canônicas. O significado dos autovalores da matriz ajuda a decidir quantos fatores devem ser considerados para explicar as variâncias observadas. A Figura 5 apresenta técnica desenvolvida por Catell (1966) para escolha do número ideal de fatores a

serem extraídos. Baseado em estudos com o método Monte Carlo, Catell (1966) sugere que onde a curva dos autovalores inicia sua inflexão na direção horizontal é o local ideal para se efetuar o corte (*cutoff*) e apontar para o número adequado de fatores. No caso deste estudo o número de fatores sugerido foi três.

Tabela III.3 Autovalores da matriz (Eigenvalues.) Método de Extração do fatores: Principais Componentes

Fatores	Autovalores (Eigenvalue)	% Total da variância	Autovalores acumulado	% do acumulado
1	2,275175	22,75175	2,275175	22,75175
2	1,904299	19,04299	4,179473	41,79473
3	1,269759	12,69759	5,449233	54,49233

Tabela III 3. Extração dos autovalores da matriz de correlação para definição do percentual da variância de cada fator. No caso deste estudo os três primeiros fatores explicam cerca de 54,49% da variância.

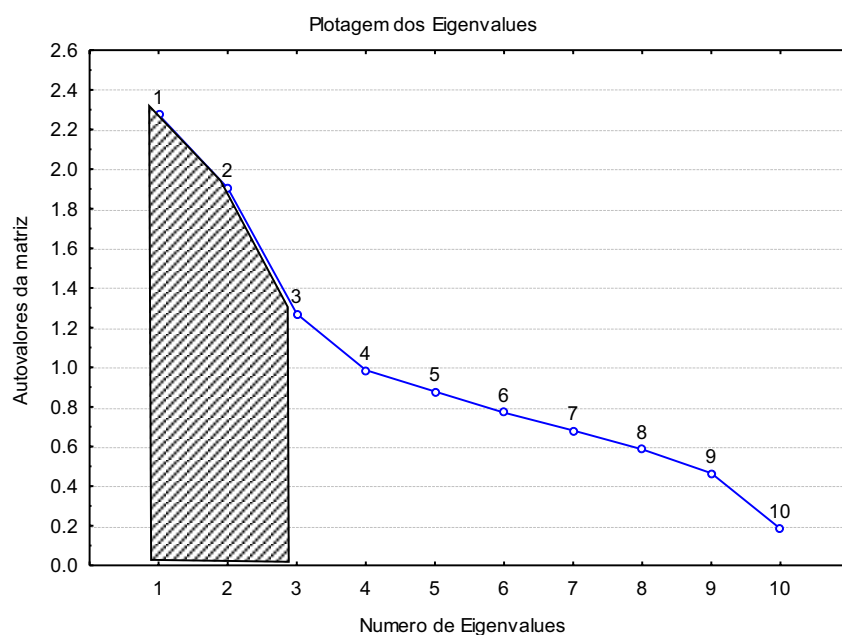


Figura III.4. Neste gráfico a curva de autovalores acumulada dos dez primeiros fatores mostra mudança de inclinação brusca entre os fatores 3 e 4, definindo uma região com três fatores suficiente para explicação da metade da variância observada.

A Tabela III.4 apresenta o peso dos fatores (*Factor Loadings*), que é interpretado como a correlação entre fatores e variáveis. Estes fatores foram extraídos após rotação Varimax normalizada que é uma opção da técnica da AF usada para produzir a estrutura dos fatores e tornar mais fácil sua interpretação. A rotação Varimax (Kaiser, 1958) é o método mais tradicional para definição da estrutura dos fatores. A Tabela III.4 mostra que:

- O Fator 1 é caracterizado por uma correlação positiva entre $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ em oposição a uma correlação negativa de $\text{SiO}_2 + \text{Tr}_2\text{O}_3$
- O Fator 2 é caracterizado pela correlação entre $\text{P}_2\text{O}_5\text{T} + \text{BaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$
- O Fator 3 é caracterizado por uma correlação entre $\text{P}_2\text{O}_5\text{Total} + \text{P}_2\text{O}_5\text{apatítico} + \text{CaO}$

Tabela III.4. Correlação entre as variáveis em relação a cada um dos fatores. Peso dos fatores (Varimax normalizado) Extração: Principais componentes (Peso dos fatores ressaltados são > ,30)

	Fator 1	Fator 2	Fator 3
P₂O₅ apatítico (a)	0,057203	0,012601	0,817995
P₂O₅Total (T)	-0,053468	0,752799	0,337005
MgO	0,619714	-0,069408	0,097224
Fe₂O₃	0,807037	-0,153166	-0,130644
Al₂O₃	0,160849	0,700161	-0,062853
SiO₂	-0,776322	-0,345237	0,065446
CaO	-0,033853	0,096967	0,821921
BaO	-0,073485	0,715761	-0,001205
TiO₂	0,602781	0,133777	0,028734
TR₂O₃	-0,412194	0,034370	-0,015178
Variância explicada	2,209829	1,745350	1,494054
Porcentagem total	0,220983	0,174535	0,149405

Nas Figuras III.5 e III.6 os três fatores estão representados em grupos no plano fatorial 1 x 2 e 2 x 3. Nestes gráficos é também possível analisar as relações entre os grupos

formados e daí tirar informações importantes para auxiliar na interpretação geológica de cada grupo ou fator.

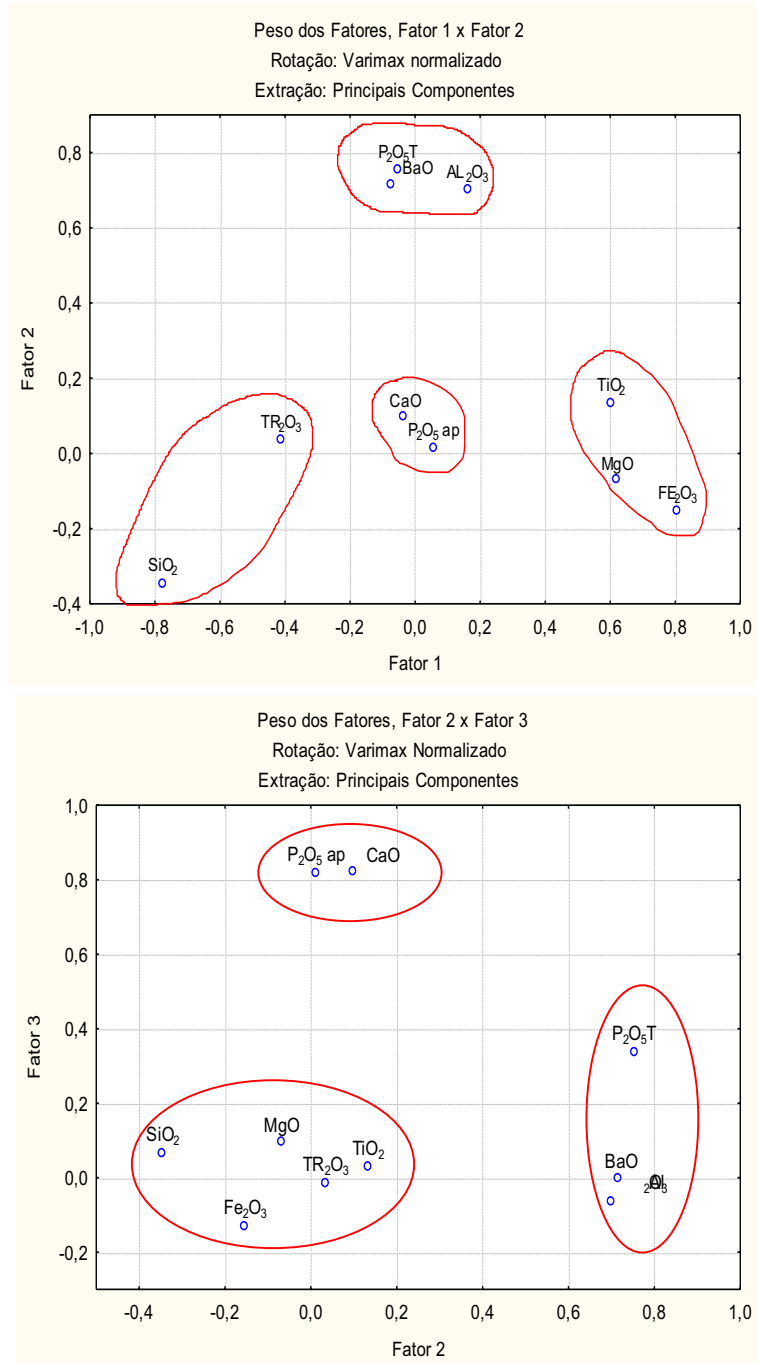


Figura III.5 e Figura III.6. Representação gráfica da projeção dos três fatores sobre o plano fatorial 1 x 2 e 3 x 2. Neste plano observam-se como as variáveis se agrupam e como os grupos se correlacionam entre si.

Na Figura III.5 o gráfico apresenta duas possíveis interpretações com respeito às correlações, no primeiro observa-se a formação de quatro grupos bem individualizados:

1. P_2O_5 ap + CaO
2. P_2O_5T + Al_2O_3 + BaO
3. Fe_2O_3 + MgO + TiO_2
4. SiO_2 + TR_2O_3

Mas na Figura III.6 o gráfico formado com o plano fatorial F2 x F3, apresenta três seguintes grupos:

1. P_2O_5 ap + CaO
2. P_2O_5T + Al_2O_3 + BaO
3. Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + SiO_2 + Tr_2O_3

A fim de eliminar dúvidas na interpretação das correlações na forma gráfica bidimensional construiu-se um gráfico tridimensional com os três fatores (Figura III.7). O gráfico confirma que existem quatro grupos bem individualizados e que o gráfico bidimensional da Figura III.5 é formado com os fatores fator 1 x fator 2 é o que melhor visualiza este arranjo.

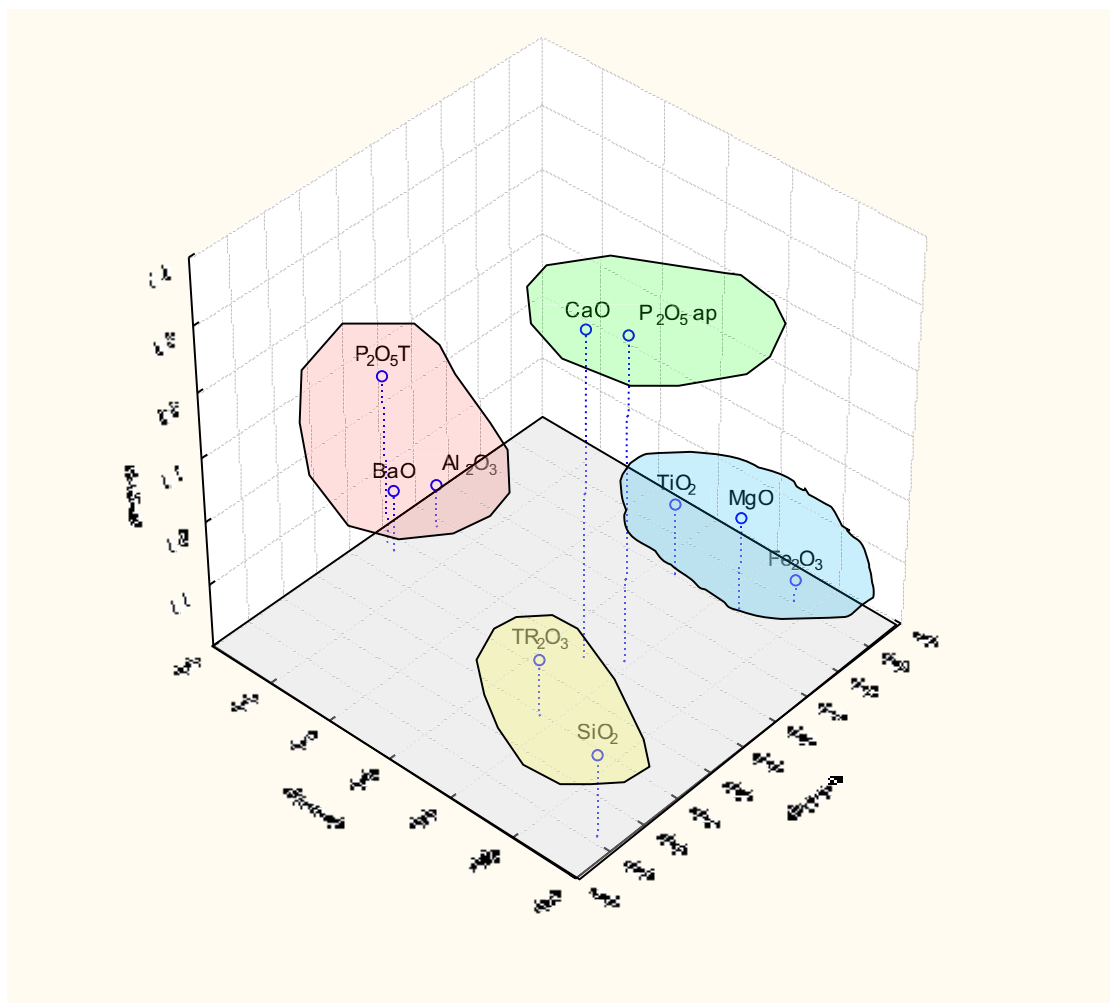


Figura III.7. Gráfico tridimensional formado com os fatores $1 \times 2 \times 3$. Quatro grupos apresentam-se bem definidos: 1) P_2O_5 apatítico + CaO ; 2) P_2O_5 Total + Al_2O_3 + BaO ; 3) Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 ; 4) SiO_2 + TR_2O_3

Outro importante arquivo gerado pelo tratamento dos dados por análise fatorial são os escores dos fatores. Estes arquivos são particularmente importantes quando forem necessárias análises adicionais envolvendo fatores. O objetivo deste tratamento é a obtenção de mapas que expressem assinaturas geoquímicas definidas pelos fatores. Para isto, os resultados extraídos na forma de fatores escores foram salvos em um arquivo que será utilizado para estimar novos valores localizados nos espaços entre as amostras e no final traçar mapas das assinaturas geoquímicas.

Modelamento geoquímico e geológico com representação cartográfica do intervalo Saproliítico Aloterítico.

Para representação das assinaturas geoquímicas na forma de mapas construiu-se um novo banco de dados a partir dos parâmetros gerados pela técnica de Análise Fatorial. Neste banco de dados cada amostra contém uma classificação e suas respectivas coordenadas UTM (X,Y,Z).

Este banco de dados foi utilizado no programa *Surfer 8.0* para os procedimentos necessários de estimação, pelo método do Inverso do Quadrado das Distâncias e a construção dos mapas dos fatores. A estimação é uma técnica necessária na obtenção de valores entre os vazios da malha de furos de sonda para uma melhor representação cartográfica. Isaaks (2000), demonstrou aspectos relacionando métodos de estimação e atributos das amostras. Existe uma variabilidade espacial inerente na distribuição dos atributos de uma amostra. Inicialmente não são conhecidos os valores destes atributos no espaço. Por exemplo, podem-se somente conhecer as concentrações de uma mineralização de fósforo, diretamente sobre as amostras dos furos de sonda. Entretanto, para a proposta de aplicação cartográfica necessita-se conhecer os valores dos atributos nas locações não amostradas, e por isto, a necessidade ou dependência de modelos numéricos para o cálculo destes valores. Vários algoritmos para cálculo ou estimação destes modelos são disponíveis em softwares especializados. Um modelo estimado por krigagem ou IQD3D (Inverso do quadrado da distancia em três dimensões) de teores de P_2O_5 é um modelo numérico para uma mineralização de fósforo. Similarmente, um modelo de blocos é também um modelo numérico de uma mineralização, ou ainda, um atributo espacialmente distribuído. Isaaks (2000) fornece um exemplo da combinação de valores reais e valores estimados por histogramas (Figura III.8) de um conjunto de dados (a realidade) e um modelo estimado por krigagem. Observa-se que, em geral, a única reprodução estatística fornecida pelo modelo de estimação é a média da amostra. Na impossibilidade de aplicar uma malha extremamente fechada para cobrir a falta de informação nos espaços entre as amostras, torna-se necessário a aplicação das técnicas de estimação. As frequências relativas dos valores extremos, altos e baixos, são menores no modelo krigado e maiores no modelo de IQD3D. Estes fatos podem ser atenuados se o espaçamento entre as amostras que vão ser

estimadas for reduzido para efeito de minimizar esta variância inerente ao sistema geológico.

A estimação entre furos tanto por Krigagem quanto por IQD3D é amparada por técnicas geoestatísticas através de variogramas que mostram como os teores se estruturam no domínio do depósito mineral, permitindo assim a criação de parâmetros que traduzem estas relações. Enquanto a krigagem utiliza os raios de buscas e ponderadores, o IQD3D utiliza somente os raios de busca definidos pelos variogramas. Em ambos os casos existem problemas relacionados à estimação, como já foi mostrado. Uma técnica alternativa para resolução deste problema é aplicação da Simulação Condicional, mas que foge ao escopo deste trabalho.


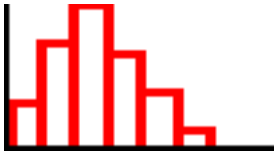
Realidade	Modelo estimado
Amostras de um atributo Espacialmente distribuído.	Valores estimados de locações não amostradas.
Histogramas de amostras	Histograma de valores estimados
	
Média dos valores amostrados = 10	Média dos valores estimados = 10

Figura III.8. Representação esquemática ilustrada por Isaaks (2000) para demonstrar o efeito de suavização(smooth) produzido pelos métodos de estimação numéricos a partir dos atributos de um conjunto de amostras.

Para análise estrutural dos dados químicos na área deste estudo foram realizados variogramas com amostras de furos de sonda em malha de sondagem bem fechada, com furos posicionados em nós de 50 x 50 metros, o que garante uma confiabilidade de 95% na estimação realizada segundo as indicações variográficas. Os valores submetidos à estimação foram aqueles gerados pelas técnicas de análise fatorial e análise de componentes principais, mais precisamente os escores dos fatores e as coordenadas dos fatores.

Como os fatores são assinaturas geoquímicas e geológicas de fenômenos relacionados ao complexo carbonatítico, a cartografia resultante é uma expressão espacial

matemática destes fenômenos naturais. Sendo as assinaturas ora uma expressão mineralógica, ora uma expressão litológica, se espera através destas cartas compreender as relações espaciais existentes entre os depósitos minerais e as rochas que os comportam.

Os mapas gerados pelo software *Surfer* são uma expressão em planta da distribuição destas assinaturas na área deste estudo. As Figuras III.9 a III.11 abrangem a área coberta pela malha de sondagem relativa às áreas de concessão de direito minerário da Fosfertil. Na Figura III.9 duas grandes zonas foram individualizadas, a primeira referente às assinaturas do fator 1 negativo marcado pelas cores azuis e verdes ($\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$) e a segunda pelo fator 1 positivo discriminado pelas cores amarelo a vermelho ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$). A Figura III.13 é a expressão em mapa do fator 2 que é marcado por apenas uma assinatura nas cores verde amarelo e vermelho ($\text{P}_2\text{O}_5\text{T} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$). A Figura III.14 representa o mapa da assinatura do fator 3 nas cores amarelo ao vermelho ($\text{P}_2\text{O}_5\text{ap} + \text{CaO}$).

CARTOGRAFIA DO FATOR 1 NO PLANO SAPROLITICO ALOTERITICO

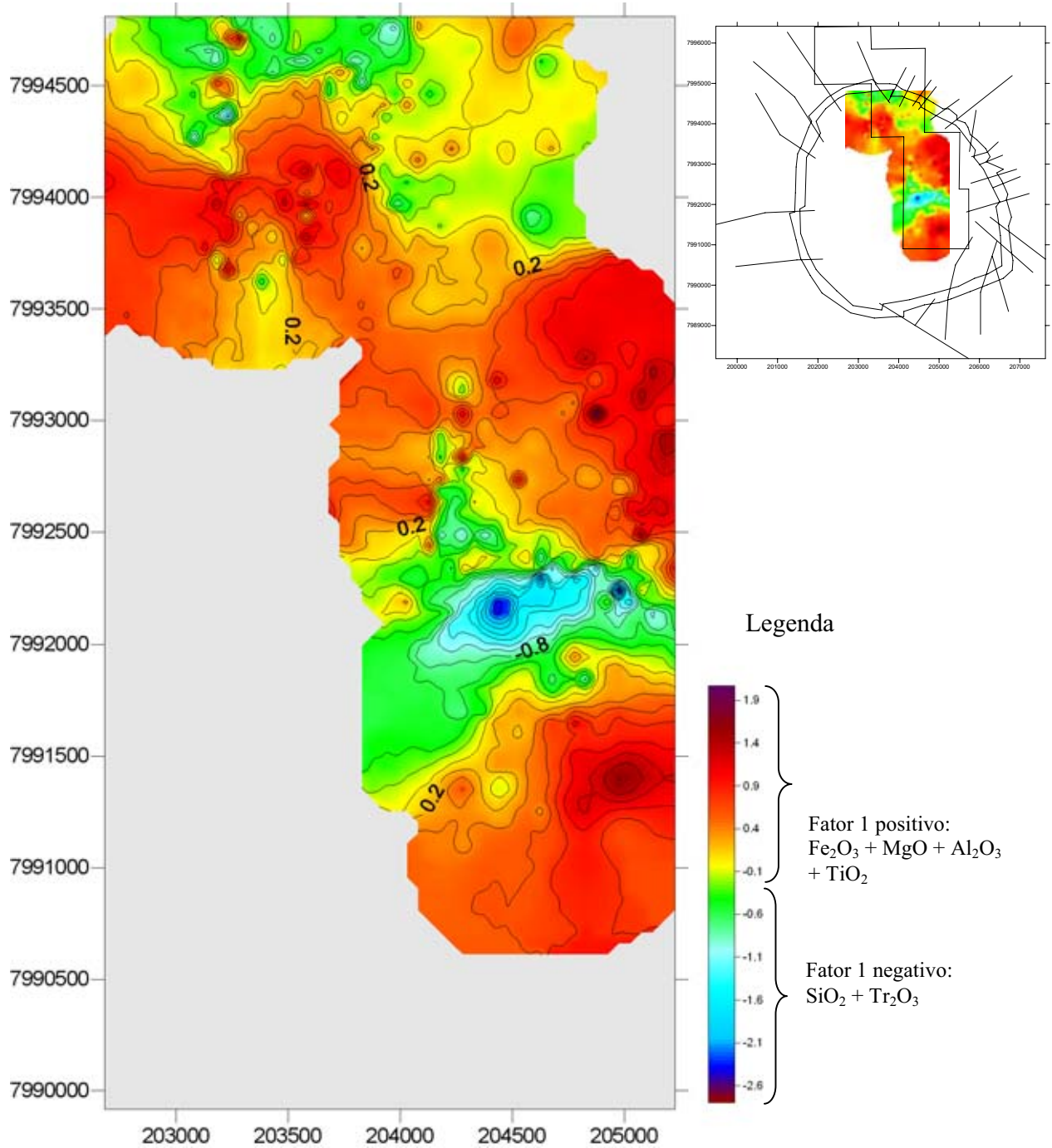


Figura III.9. Mapa das assinaturas geoquímicas referentes ao fator 1 no plano de intemperismo Saprolito Aloterítico. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 2 NO PLANO
SAPROLITICO ALOTERITICO

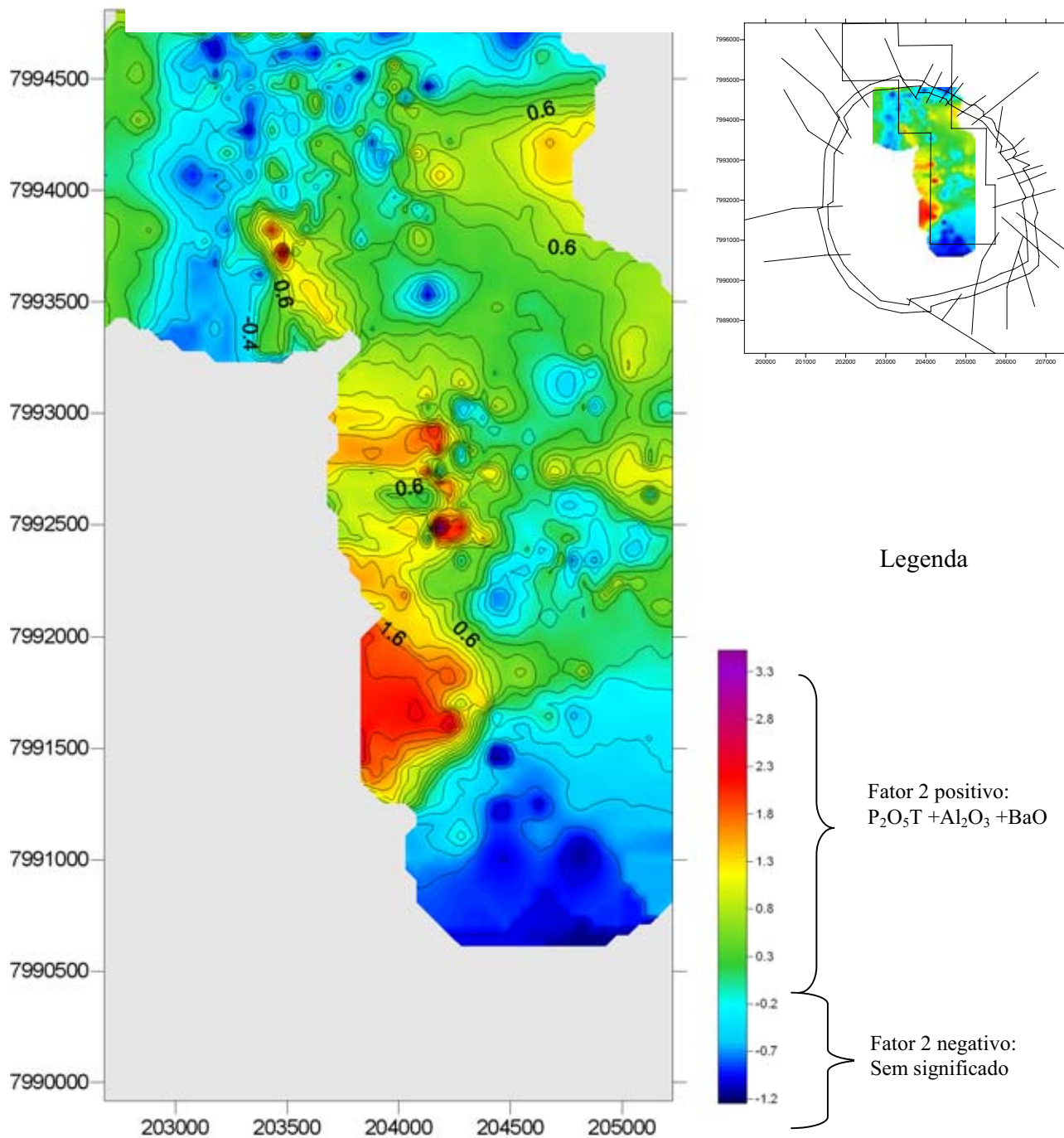


Figura III.10. Mapa das assinaturas geoquímicas referentes ao fator 2 no plano de intemperismo Saprolítico Aloterítico. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 3 NO PLANO SAPROLITICO ALOTERITICO

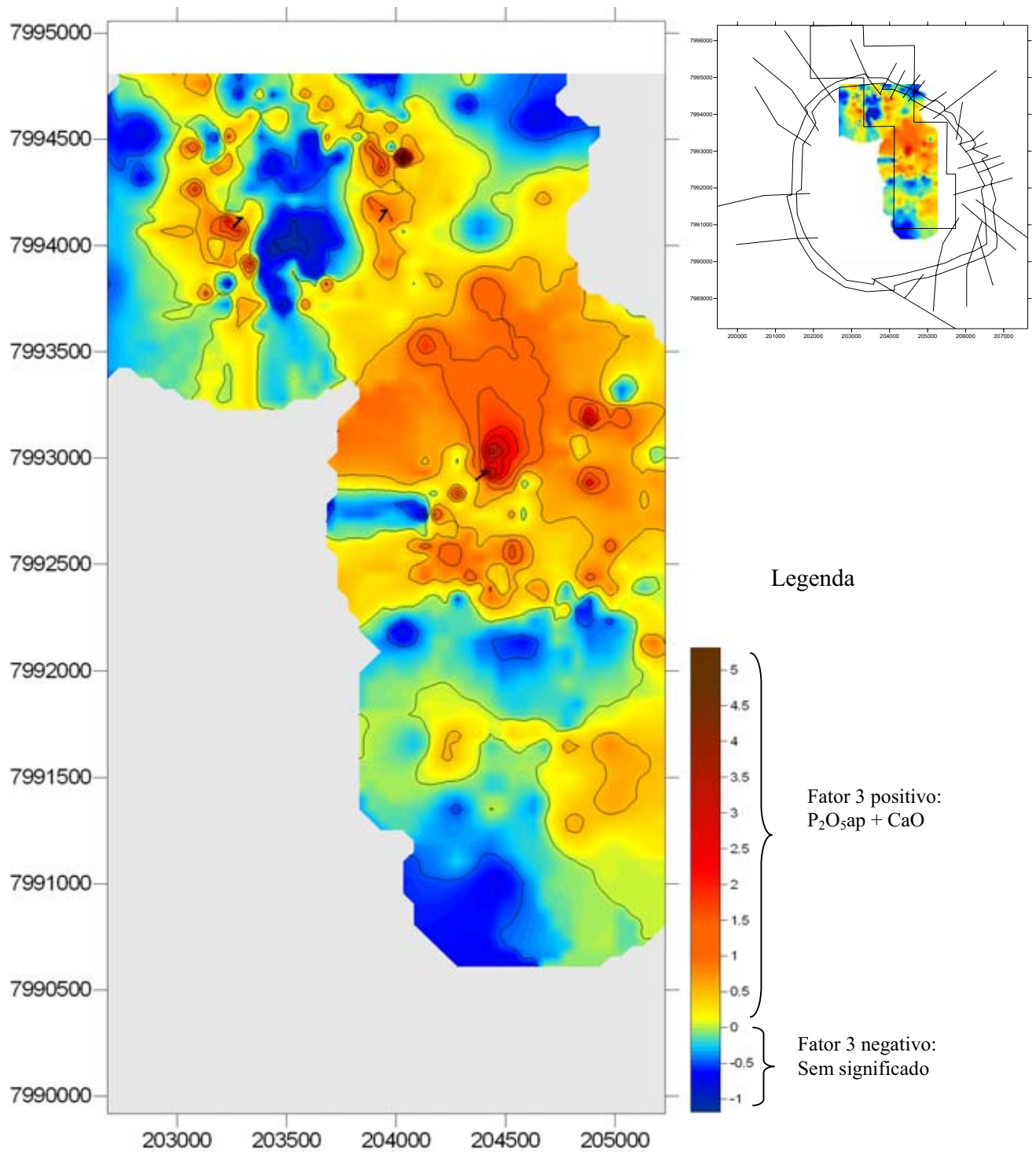


Figura III.11. Mapa das assinaturas geoquímicas referentes ao fator 3 no plano de intemperismo Saprolito Aloterítico. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

Discussão dos resultados da Análise Fatorial e Análise de Componentes Principais no intervalo Saprolito Aloterítico

Para interpretar os resultados do tratamento estatístico com os dados do intervalo saprolítico aloterítico é necessário conhecer como se comporta cada uma das unidades litológicas presentes na área em relação aos domínios de intemperismo. Cada unidade litológica responde de forma diferente às ações intempéricas, sendo os carbonatitos e flogopititos as unidades mais afetadas. Os carbonatitos, normalmente na forma de veios e diques, podem apresentar dois produtos resultantes do intemperismo: o primeiro, quando todo o carbonato é dissolvido e lixiviado, restando somente os minerais acessórios que são incorporados aos produtos intemperizados de suas rochas hospedeiras, tornando difícil sua identificação; o segundo produto ocorre quando a disponibilidade da SiO_2 é alta no meio, associado a Ph muito elevado (>9), favorecendo a formação de silixitos como produto de substituição de carbonatitos. Neste caso, o volume do carbonatito mantém-se integralmente como veios e diques silicificados que cortam materiais argilosos derivados dos flogopititos e foscoritos.

Estudos difratométricos desenvolvidos pela Ultrafértil tem mostrado que neste horizonte toda mica foi transformada em argilo minerais do tipo interstratificados.

Quanto às rochas da série foscorítica, os nelsonitos são os apresentam melhor preservação neste intervalo, principalmente quando representados por grandes volumes, porque neste caso, o fósforo e o cálcio provenientes da dissolução total ou parcial da apatita irão se recompor formando apatita supergênica (Toledo, 1999 e Ferrari, 2000). Entretanto, se o volume de nelsonito for pequeno como no caso de veios, o fósforo dissolvido irá se complexar com o alumínio derivado da flogopita dos flogopititos hospedeiros para formarem minerais do grupo da crandallita (Toledo, 1999 e Ferrari, 2000). Por outro lado, se a rocha original for um foscorito ou um apatita flogopitito, poderão ocorrer juntos apatitas secundárias e fosfatos aluminosos da família das crandalitas porque, neste caso, haverá ainda um pouco alumínio disponível no meio para retenção de parte do fósforo dissolvido. Em outras situações, de maneira semelhante ao que ocorre nos carbonatitos, observa-se silicificação nos foscoritos e nelsonitos, porém associada à intensa ferrificação derivada da grande quantidade de magnetita modal. Assim, em regiões de grandes volumes

de nelsonitos e foscoritos é comum a ausência ou a pouca abundância de argilo-minerais, apesar destes serem uma das principais evidências do intervalo saprolítico aloterítico. Nestes casos, o intervalo aloterítico seria identificado mais pela sua posição espacial do que pelas características composicionais.

As assinaturas geoquímicas determinadas por Análise Fatorial apresentam características condizentes com as observações geológicas descritas acima. O resultado do tratamento estatístico apresenta grupos de elementos que traduzem as litologias que deram origem ao material intemperizado. Assim, quatro grupos, derivados da Análise Fatorial, puderam ser individualizados no contexto da área estudada no nível dos saprolitos aloteríticos. Os grupos gerados pela Análise Fatorial foram:

1. Grupo 1: fator 1 positivo → $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$
2. Grupo 2: fator 1 negativo → $\text{SiO}_2 + \text{TR}_2\text{O}_3$
3. Grupo 3: fator 2 positivo → $\text{P}_2\text{O}_5\text{T} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$
4. Grupo 4: fator 3 positivo → $\text{P}_2\text{O}_5 \text{ ap} + \text{CaO}$

O primeiro grupo é um fator litológico que pode ser interpretado como derivado de rochas da Série Bebedourítica tais como os bebedouritos e flogopititos. O segundo grupo é um fator litológico marcado pela individualização dos silexitos com terras raras que ocorrem principalmente na região do Córrego do Garimpo e que está de acordo com o mapa do fator 1 apresentado na Figura III.9 O terceiro grupo é um fator mineralógico, autêntico representante dos fosfatos secundários da série da crandalita, mas também litológico, representando o produto final do intemperismo de apatita flogopititos. O quarto grupo é um fator mineralógico e litológico, que representa rochas da série foscorítica.

3.2.3 Análise Fatorial do intervalo Saprolito Isalterítico

Para caracterização desta unidade utilizou-se o mesmo método aplicado ao intervalo aloterítico, ou seja, definiu-se seções a partir de furos de sonda, que foram transformadas em superfícies gerando um envelope para isolar somente as amostras relativas ao intervalo isalterítico. Com este grupo de amostras construiu-se um novo banco de dados que contém as informações necessárias para análise estatística multivariada de

Análise Fatorial e Análise de Componentes Principais. Com a utilização do software *Statistica* procederam-se os cálculos cujos resultados são apresentados na Tabela III.5.

Tabela III.5 Peso dos fatores resultantes da análise fatorial do intervalo isalterítico. O fator 1 é marcado por uma forte correlação de P₂O₅ apat. , CaO e P₂O₅ total em oposição ao Al₂O₃ e SiO₂ (mais fracamente com TiO₂ e MgO). O fator 2 é marcado por boa correlação entre MgO, SiO₂ no pólo negativo e por Fe₂O₃ e TiO₂ no pólo positivo. O fator 3 tem como maior característica a anomalia de BaO e Tr₂O₃ no pólo negativo em oposição ao MgO, Al₂O₃ e TiO₂ no pólo positivo.

	Fator 1	Fator 2	Fator 3
P₂O₅ apatítico	-0,969683	-0,034674	0,106844
P₂O₅ total	-0,929429	-0,119266	0,010636
CaO	-0,942723	0,039154	0,148257
MgO	0,178456	0,525254	0,335022
Fe₂O₃	0,234956	-0,822177	0,107368
Al₂O₃	0,383036	0,198420	0,303013
SiO₂	0,408112	0,637596	0,011637
TiO₂	0,400318	-0,310964	0,384410
BaO	0,119199	-0,196729	-0,654414
Tr₂O₃	0,086419	0,115233	-0,675264
Variância explicada	3,275103	1,563406	1,281238
Percentual do total	0,32%	0,15%	0,12%

O fator 1 é marcado por uma forte correlação de P₂O₅ apat. + CaO + P₂O₅ total em oposição ao Al₂O₃ + SiO₂ e mais fracamente com TiO₂ + MgO. O fator 2 é marcado por boa correlação entre MgO + SiO₂ no pólo negativo e por Fe₂O₃ + TiO₂ no pólo positivo. O fator 3, sua maior característica é a correlação entre BaO + Tr₂O₃ no pólo negativo em oposição ao MgO + Al₂O₃ + TiO₂ no pólo positivo.

A Figura III.12 representa o resultado da extração dos principais componentes pelo método de rotação Varimax normalizado projetado sobre os planos fatoriais 1 x 2.

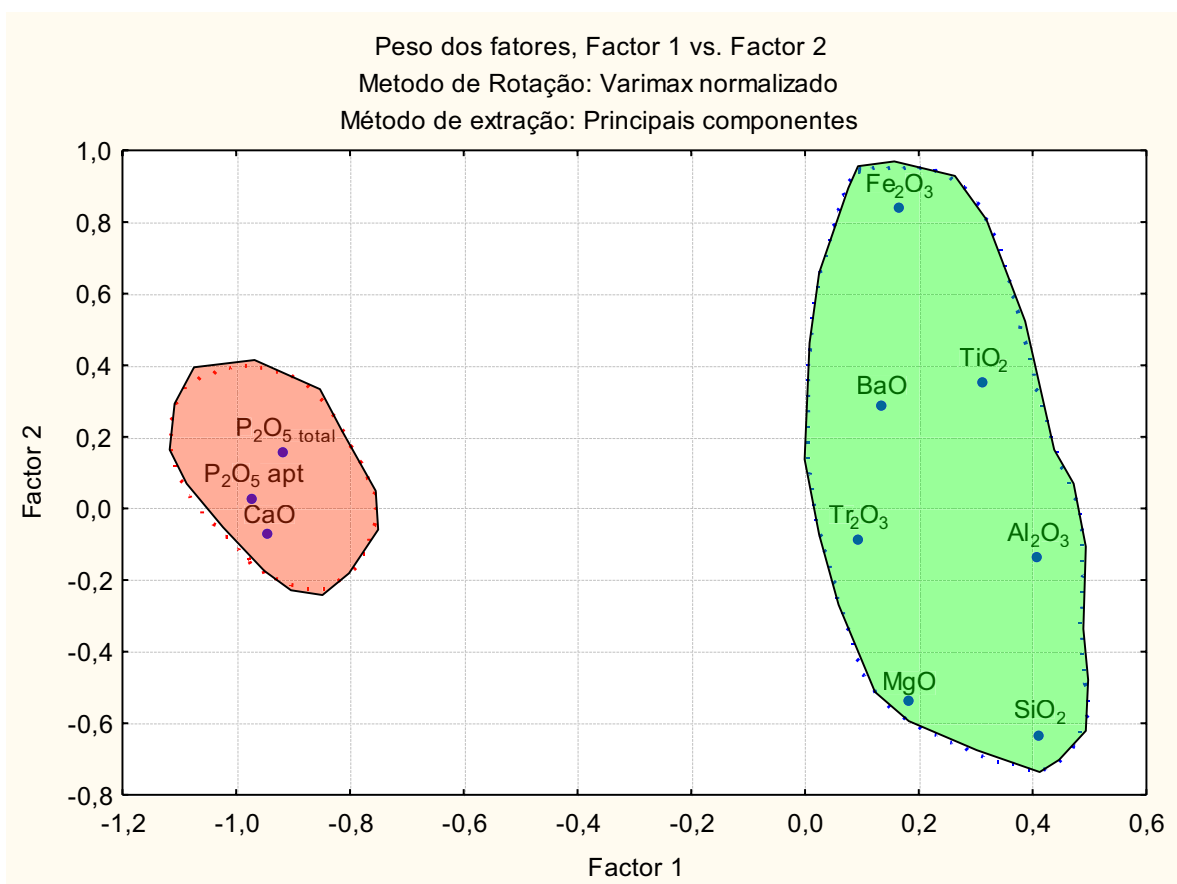


Figura III.12. Projeção sobre o plano fatorial 1 x 2 das principais correlações representadas pelo peso dos fatores após rotação Variamax. Nesta visualização observa-se dois conjuntos individualizados, o primeiro a esquerda composto pelas variáveis P₂O₅ e CaO; e o segundo pelas variáveis Fe₂O₃, TiO₂, BaO, Tr₂O₃, Al₂O₃, MgO e SiO₂.

No plano fatorial da Figura III.13 se ressaltam as assinaturas P₂O₅ + CaO + P₂O₅ total e o BaO + Tr₂O₃ misturado com a assinatura MgO + Al₂O₃ + SiO₂ e mais fracamente com o TiO₂ + Fe₂O₃. Este ângulo de visualização apesar de ter discriminado bem a assinatura P₂O₅, CaO e P₂O₅ apresenta-se confuso para individualizar as outras duas assinaturas. Entretanto, quando os grupos são visualizados pelo gráfico 2D composto pelo fator 2 versus fator 3 (Figura III.13) observa-se uma boa discriminação das assinaturas entre os grupos de correlação entre BaO + Tr₂O₃; entre P₂O₅ + CaO + P₂O₅ total; entre SiO₂ + MgO + Al₂O₃; e entre TiO₂ + Fe₂O₃.

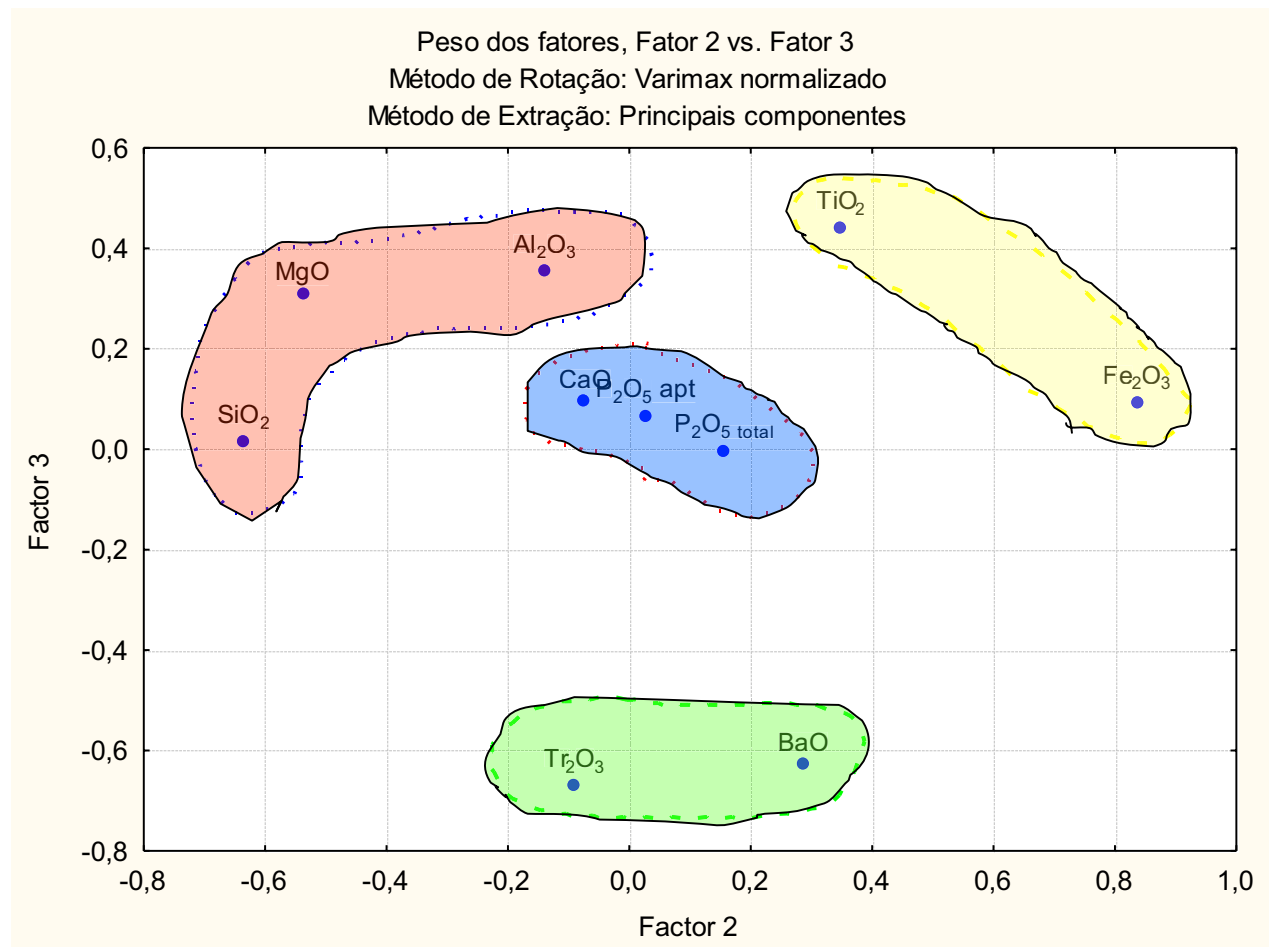


Figura III.13. Representação gráfica da projeção fatorial de carga sobre o plano fatorial 2 x 3

Entretanto, a melhor visualização das relações entre as variáveis é apresentada em 3D na Figura III.14, que evita o efeito de sobreposição de duas nuvens de pontos da projeção em 2D. Nesta Figura observa-se que a suposta correlação entre $\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$ com o conjunto $\text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ era apenas um efeito de projeção inadequada da nuvem de pontos sobre o plano fatorial 1 x 2.

Peso dos fatores, Fator 1 vs. Fator 2 vs. Fator 3
Método de Rotação: Varimax normalizado
Método de Extração: Principais componentes

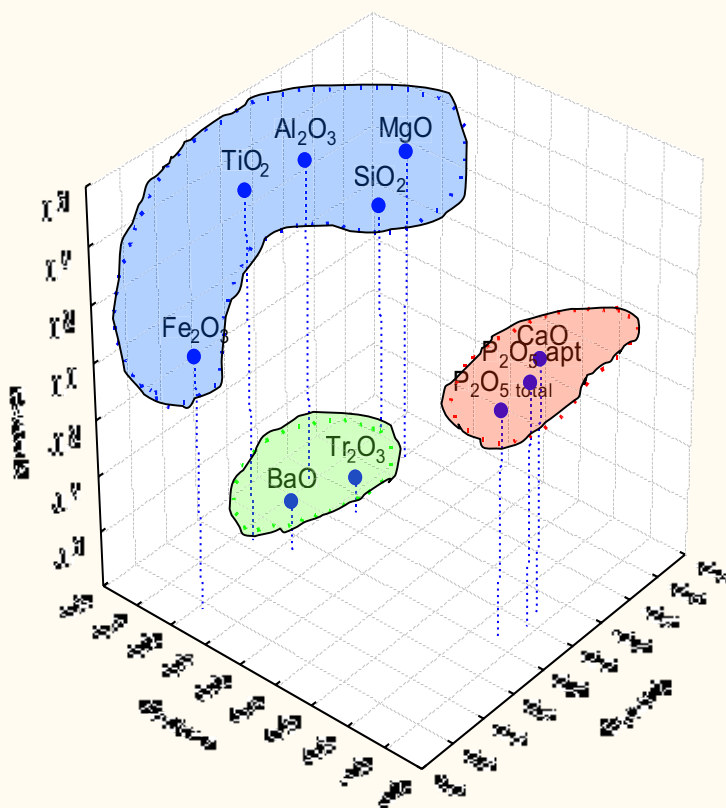


Figura III.14. Gráfico tridimensional mostrando as relações entre variáveis no espaço formado pelos fatores 1, 2 e 3.

A análise de todos os gráficos confirma que os resultados estatísticos individualizaram quatro importantes grupos a partir do banco de dados *Furdatis.xls* derivado de amostras de furos de sonda posicionados dentro do intervalo Saprolítico Isalterítico.

Modelamento geoquímico e geológico com representação cartográfica do intervalo Saprolito Isalterítico.

Para construção cartográfica das assinaturas geoquímicas do intervalo Saprolítico Isalterítico foram adotadas as mesmas técnicas utilizadas para o intervalo aloterítico.

São apresentados nas Figuras III.15, III.16 e III.17, os mapas representando cada um dos fatores ou grupos ou assinaturas de variáveis correlacionadas que correspondem a uma assinatura geoquímica do intervalo analisado.

CARTOGRAFIA DO FATOR 1 NO PLANO SAPROLÍTICO ISALTERÍTICO

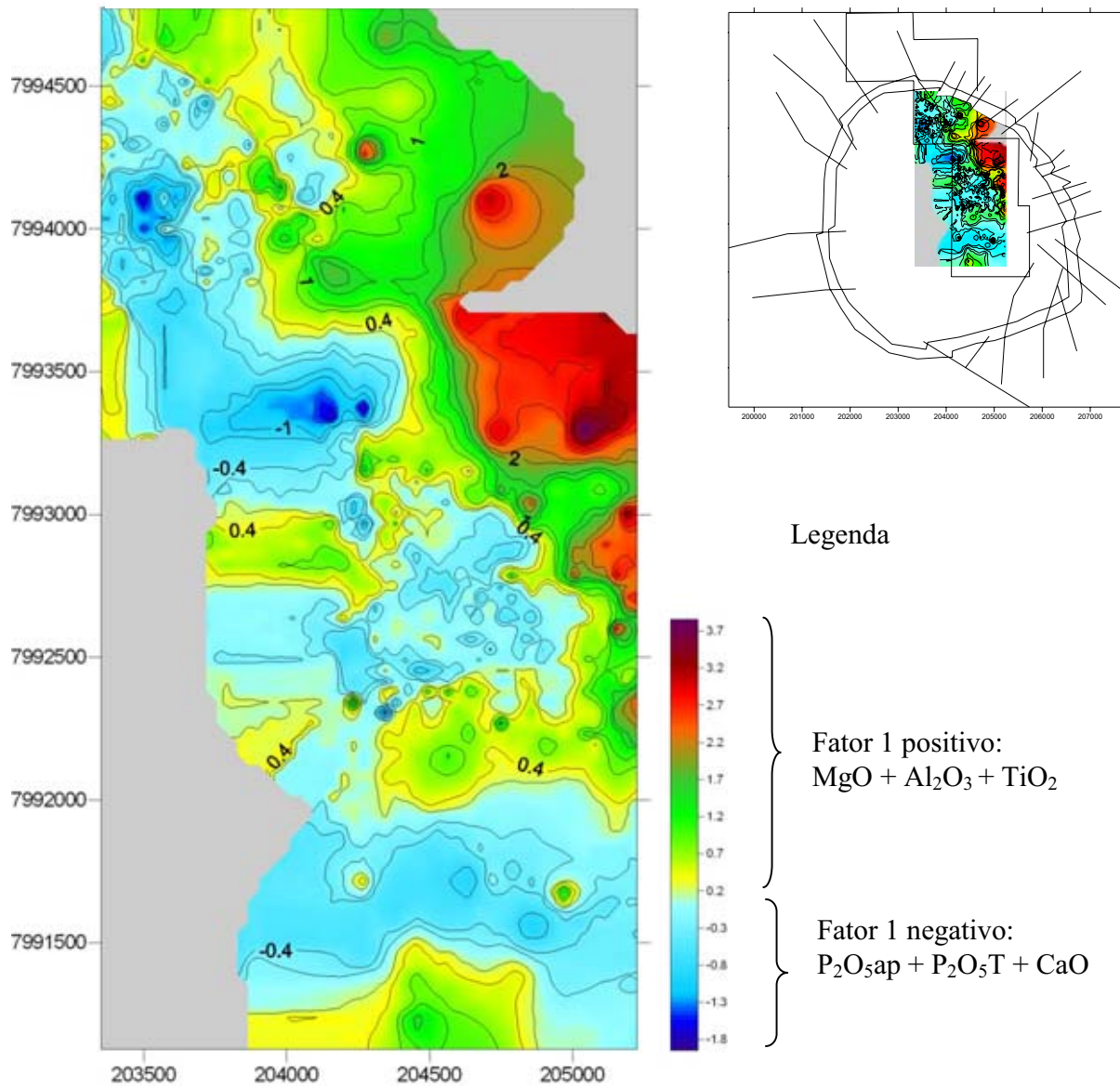


Figura III.15. Mapa dos fatores 1 positivo e negativo representado pelos grupos $MgO + Al_2O_3 + TiO_2$ no fator 1 positivo e $P_2O_{5ap} + P_2O_{5T} + CaO$ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 2 NO PLANO SAPROLÍTICO ISALTERÍTICO

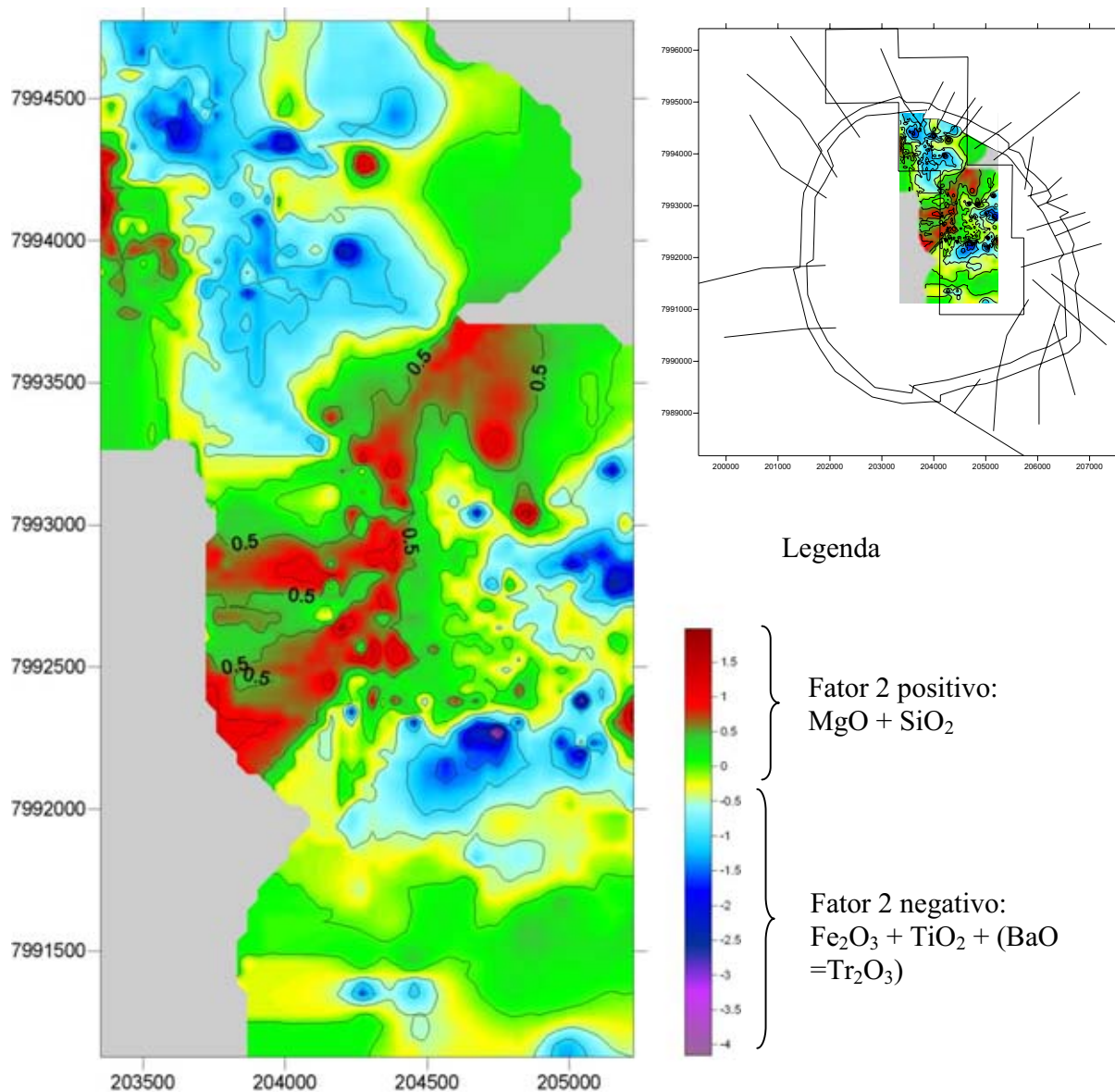


Figura III.16. Mapa dos fatores 2 positivo e negativo representado pelos grupos $MgO + SiO_2$ no fator 1 positivo e $Fe_2O_3 + TiO_2 + (BaO = Tr_2O_3)$ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 3 NO PLANO SAPROLÍTICO ISALTERÍTICO

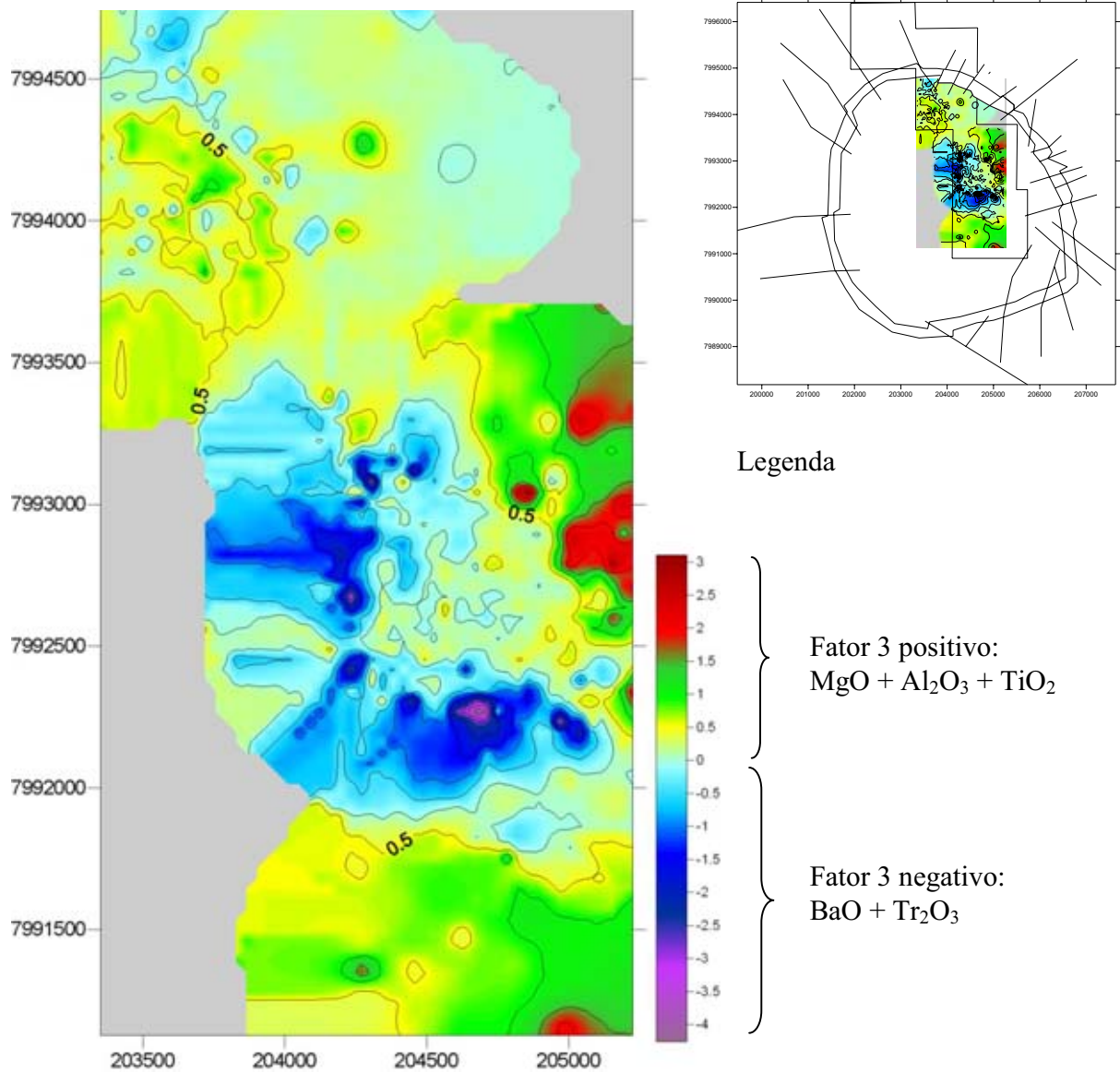


Figura III.17. Mapa dos fatores 3 positivo e negativo representado pelos grupos MgO + Al₂O₃ + TiO₂ no fator 1 positivo BaO + Tr₂O₃ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

Discussão dos resultados da Análise Fatorial no intervalo Saprolito Isalterítico

Os produtos presentes no espaço delimitado pelo intervalo isalterítico apresentam comportamento geoquímico específico, em função da rocha que lhes deu origem. Como mostrado para o intervalo aloterítico, cada unidade litológica responde de forma diferente as ações intempéricas. Como nas aloteritas, os carbonatitos podem apresentar dois produtos de intemperismo: os silexitos, quando as condições de pH são favoráveis para permitir a substituição de carbonatos por sílica, e materiais porosos compostos de argilo minerais e óxidos de ferro quando o carbonatito original foi rico nestes constituintes. Se a rocha original for da série foscorítica, principalmente nelsonito e magnetitito, o grau de preservação é muito grande neste intervalo, havendo inclusive a concentração residual de apatita devido à lixiviação de veios de carbonatito e dos carbonatos intercumulus nos foscoritos.

Se a rocha original pertencer à série bebedourítica observa-se a formação de vermiculita e argilas em substituição à flogopita e piroxênio. Na parte superior do intervalo, onde há a transição para o intervalo aloterítico e a lixiviação foi mais intensa, nota-se a concentração do anatásio, associado a argilo-minerais derivados da alteração das vermiculitas. Neste intervalo, ao contrário do saprolito aloterítico, o mineral de fosfato predominante é a apatita e não fosfatos da família das crandalitas. Na parte intermediária do intervalo predomina a vermiculita que dá lugar a flogopita em direção a base.

Conhecendo genericamente o comportamento dos minerais sobre cada litologia no contexto do intervalo saprolítico, as assinaturas geoquímicas determinadas pela Análise Fatorial estão em harmonia com as observações geológicas. Os resultados do tratamento estatístico multivariado apresentaram grupos de elementos denominados de assinaturas geoquímicas, que marcam satisfatoriamente as litologias que lhe deram origem. Com base nas informações geológicas os quatro grupos derivados da Análise Fatorial foram assim interpretados:

- Grupo 1: Fator 1 positivo → $P_2O_{5\text{apatítico}} + P_2O_{5\text{Total}} + CaO$
Fator 1 negativo → $Al_2O_3 + SiO_2 + (Fe_2O_3 + TiO_2)$
- Grupo 2: Fator 2 positivo → $MgO + SiO_2$

Fator 2 negativo → $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$

➤ Grupo 3: Fator 3 positivo → $\text{BaO} + \text{Tr}_2\text{O}_3$

Fator 3 positivo → $\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$

O grupo 1 positivo, tanto é um fator litológico e mineralógico que pode ser interpretado como derivado de rochas da Série Foscorítica. Este fator se opõe a um fator negativo constituído de elementos típicos de rochas da Série Bebedourítica tais como os bebedouritos e flogopititos.

O grupo 2 positivo, da AF, expresso pela correlação $\text{MgO} + \text{SiO}_2$ na primeira revelam que são assinaturas de rochas silicáticas magnesianas da série bebedourítica compostas por flogopititos e piroxenitos e o grupo 2 negativo que se opõe e corresponde a rochas ricas em anatásio, também da série bebedourítica.

O grupo 3 positivo da AF são representante das rochas carbo-hidrotermais mineralizadas em monazita, associado a flogopititos e piroxenitos da série bebedourítica no pólo oposto.

As interpretações gerais dos resultados mostram que as assinaturas geoquímicas obtidas pelo método de Análise Fatorial indicam a presença dominante de rochas da Série Bebedourítica, da Série Foscorítica e aquelas de transformação carbo/hidrotermal complexo que se manifestam neste nível de intemperismo. Os carbonatitos, apesar de abundantes por todo complexo, não apresentam assinaturas geoquímicas neste nível porque foram totalmente lixiviados.

3.2.4 Análise Fatorial do intervalo Rocha Alterada

Os resultados da análise fatorial são apresentados na forma de gráficos e tabelas com as informações necessárias para a extração das assinaturas geológicas/geoquímicas do intervalo de intemperismo denominado de Rocha Alterada.

Este intervalo, posicionado entre o substrato de Rocha Sã e o intervalo Saprolito Isalterítico, apresenta características químicas muito próximas àquelas da rocha sã. Nos intervalos superiores, as assinaturas dos carbonatitos não foram identificadas porque os carbonatos nestas posições já haviam sido lixiviados, mas no intervalo de Rocha Alterada

os carbonatos estão presentes e as suas respectivas assinaturas puderam ser identificadas. Entretanto, como o CaO analisado por fluorescência de Raios X é a soma total do Ca da apatita mais o Ca dos carbonatos e dos silicatos, foi necessário utilizar um artifício matemático com base nas propriedades da apatita para garantir a individualização do percentual de CaO não apatítico. Sabe-se que o valor médio da relação CaO/P₂O₅ em Catalão I é igual a 1,32 sendo assim, se este valor for superior a esta relação o excesso é devido ao Ca presente nos carbonatos e nos piroxênios (diopsídio). Para extração dos carbonatos derivado de carbonatitos e piroxenitos, separou-se dos resultados analíticos de CaO total a parte que pertence à apatita. Para isto, a seguinte condição foi colocada para todas as amostras do banco de dados:

$$\text{➤ Se } \text{CaO/P}_2\text{O}_5 > 1,32 \text{ então CaO carb} = \text{CaO total} - 1,32 * \text{P}_2\text{O}_5$$

Apesar disto, o CaOcarb resultante ainda pode ser derivado de dois litotipos diferentes: carbonatitos e piroxenitos. Para obter sucesso na formação das assinaturas de todos litotipos presentes na área foram necessárias duas rodadas da análise fatorial: a primeira utiliza-se de todas variáveis disponíveis, que resulta na identificação das rochas da série bebedourítica e da série foscorítica e na segunda rodada elimina-se as variáveis P₂O₅ apatítico, P₂O₅ total e CaO responsáveis pela série foscorítica, e introduz a relação CaO/P₂O₅ cujo objetivo é forçar o processo estatístico a buscar relações com CaO não presente em piroxenitos. Assim, o banco de dados denominado furdalt.xls que contém todas as amostras no intervalo Rocha Alterada terá mais duas variáveis denominadas de CaO carb e CaO/P₂O₅.

A primeira rodada, com aplicação de análise fatorial com todas as variáveis produziu vários parâmetros apresentados nas figuras e tabela a seguir. A Figura III.18 apresenta a plotagem dos autovalores da matriz de correlação utilizado para determinar o número ideal de fatores a ser extraído. O gráfico aponta para um valor ideal de três fatores.

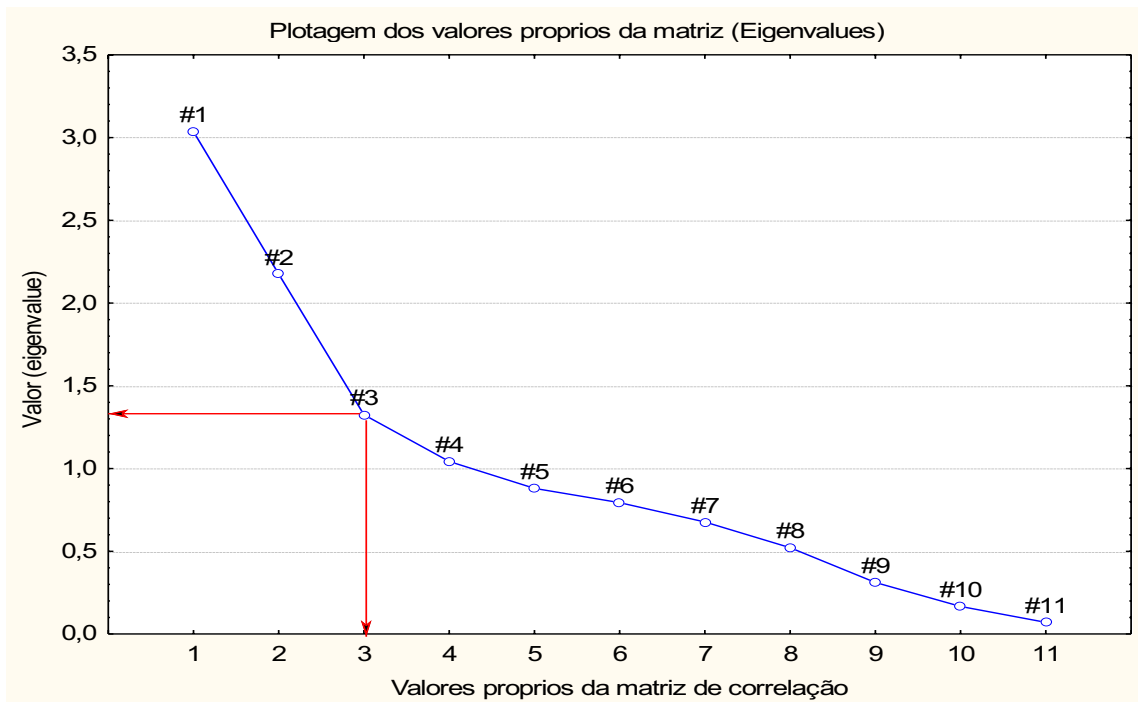


Figura III.24. Gráfico utilizado para determinação do número máximo de fatores a ser extraído da matriz de dados.

A Tabela III.6 mostra que os três primeiros fatores produzem grupos de correlações onde:

- Fator 1 positivo: CaO carb + MgO
- Fator 1 negativo: $P_2O_{5\text{apatítico}}$ + $P_2O_{5\text{Total}}$ + Fe_2O_3 + (CaO)
- Fator 2 positivo: CaO carb + CaO
- Fator 2 negativo: Al_2O_3 + SiO_2 + TiO_2
- Fator 3 positivo: sem significado (não apresenta nenhuma correlação e entre as variáveis)
- Fator 3 negativo: Tr_2O_3 + BaO

Tabela III. 6. Extração dos princípios componentes com apresentação dos fatores peso mostrando as correlações possíveis entre as variáveis tratadas no intervalo de Rocha Alterada. Peso dos fatores: Varimax normalizado.

	Fator 1	Fator 2	Fator 3
P₂O₅apatítico	-0,891263	0,278991	0,099132
P₂O₅T	-0,889483	0,223524	0,066618
CaO	-0,184063	0,862803	0,162551
CaO carb.	0,399092	0,681506	0,007492
MgO	0,707845	-0,047044	0,323697
Fe₂O₃	-0,639613	-0,182413	-0,105984
Al₂O₃	0,126003	-0,645814	0,103705
SiO₂	0,087569	-0,639907	0,199069
TiO₂	0,030468	-0,450369	-0,037966
BaO	-0,010651	0,196855	-0,823515
Tr₂O₃	-0,098137	-0,101391	-0,689845
Variância explicada	2,723052	2,450587	1,362644
Porcentagem total	0,247550	0,222781	0,123877

A Figura III.25 é o resultado da extração dos principais componentes pelo método de rotação Varimax normalizado e projetado sobre os planos fatoriais 1 x 2. Nesta Figura os grupos de correlação são circundados com base nas correlações mostradas na Tabela III.6.

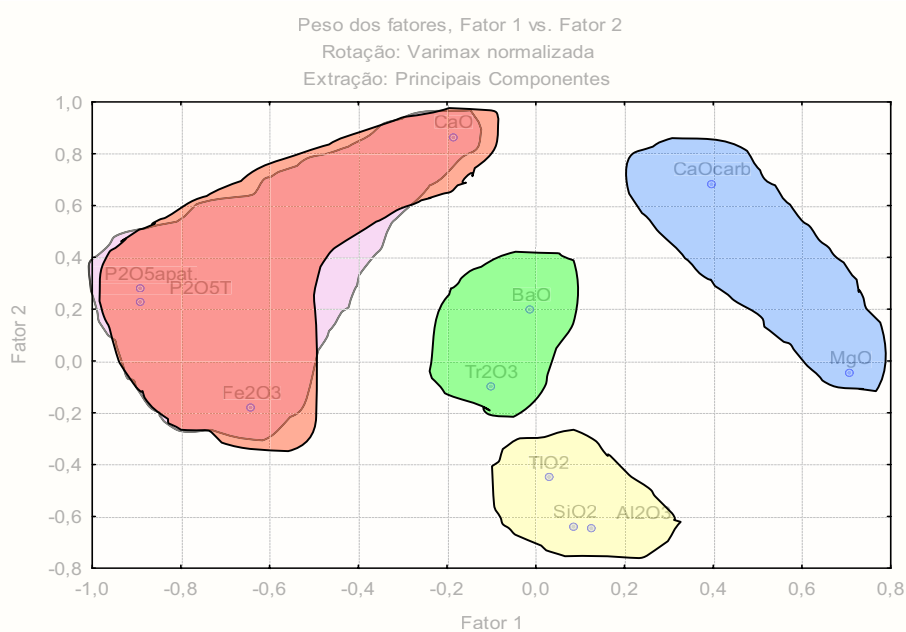


Figura III.25. representação gráfica 2D sobre o plano fatorial F1 x F2 dos grupos de variáveis que se correlacionam.

O segundo gráfico (Figura III.26) é uma representação em 3D que confirma as observações da Tabela III.6 e da Figura III.25. Nesta Figura observa-se que o CaO e o CaO carb poderiam ainda estar correlacionados compartilhando o grupo dos P₂O₅ e CaO carb + MgO.

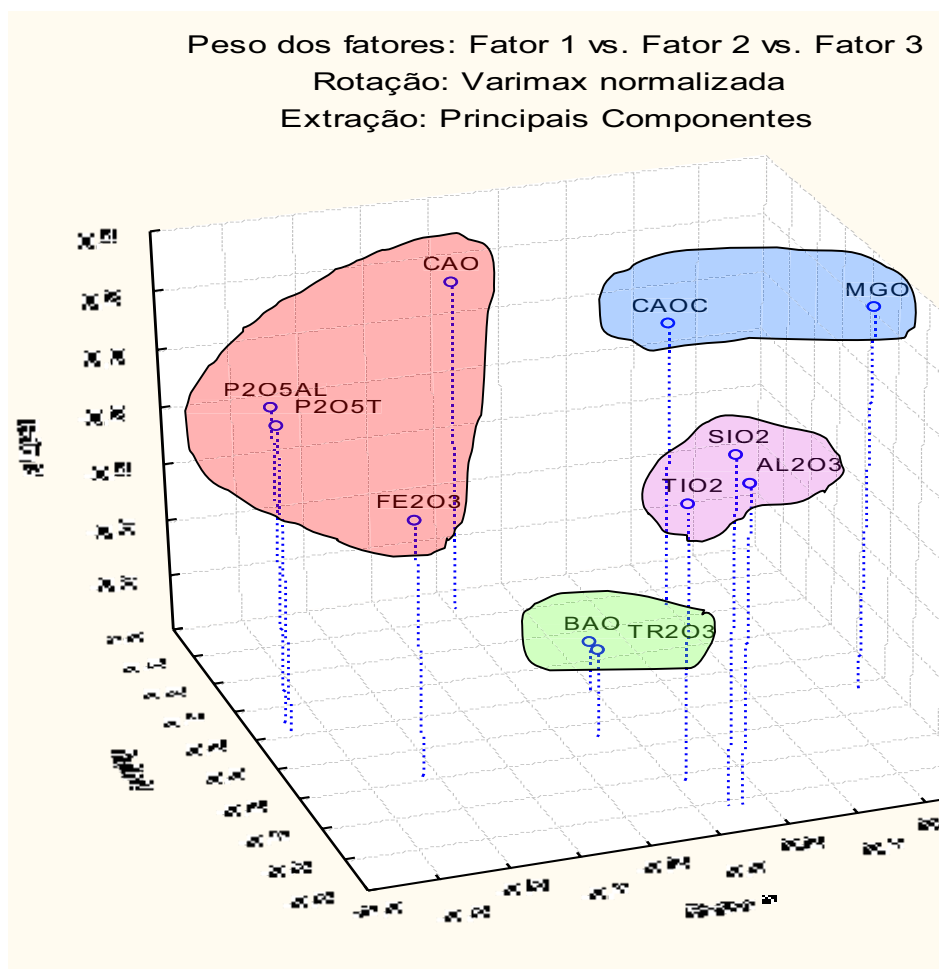


Figura III.26. Correlações identificadas a partir do peso dos fatores sobre o espaço fatorial $F_1 \times F_2 \times F_3$.

A segunda rodada da análise fatorial, com a introdução da nova variável CaO/P₂O₅ produziram os resultados que são apresentados na Tabela III.7 e Figura III.27, onde são individualizados os seguintes grupamentos:

- Fator 1 positivo: $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$
- Fator 1 negativo: $\text{CaO/P}_2\text{O}_5 + \text{BaO}$
- Fator 2 positivo: MgO
- Fator 2 negativo: Fe_2O_3
- Fator 3 positivo: Sem significado (autocorrelação <0.30)
- Fator 3 negativo: $\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$

Tabela III.7. Apresentação dos fatores peso mostrando as correlações possíveis entre as variáveis tratadas no intervalo de Rocha Alterada

Variáveis	Fator 1	Fator 2	Fator 3
CaO/P₂O₅	-0,650624	0,147957	0,042179
MgO	0,035292	0,789845	0,272122
Fe₂O₃	0,056264	-0,882086	0,100710
Al₂O₃	0,741897	0,224498	-0,028722
SiO₂	0,583181	0,097642	0,153857
TiO₂	0,486236	-0,119743	0,028874
BaO	-0,334129	-0,102997	-0,721422
Tr₂O₃	0,160842	-0,028233	-0,820962
Variância explicada	1,692171	1,509500	1,305731
Porcentagem Total	0,211521	0,188688	0,163216

A Figura III.27 mostra gráfico tridimensional construído pelos três fatores (1 x 2 x 3) que permite visualizar no espaço fatorial as relações entre os grupos determinados a partir do escore dos fatores. Observa-se que os óxidos MgO e o Fe_2O_3 do fator 2 se compartilham com os grupos do fator 1 e fator 3.

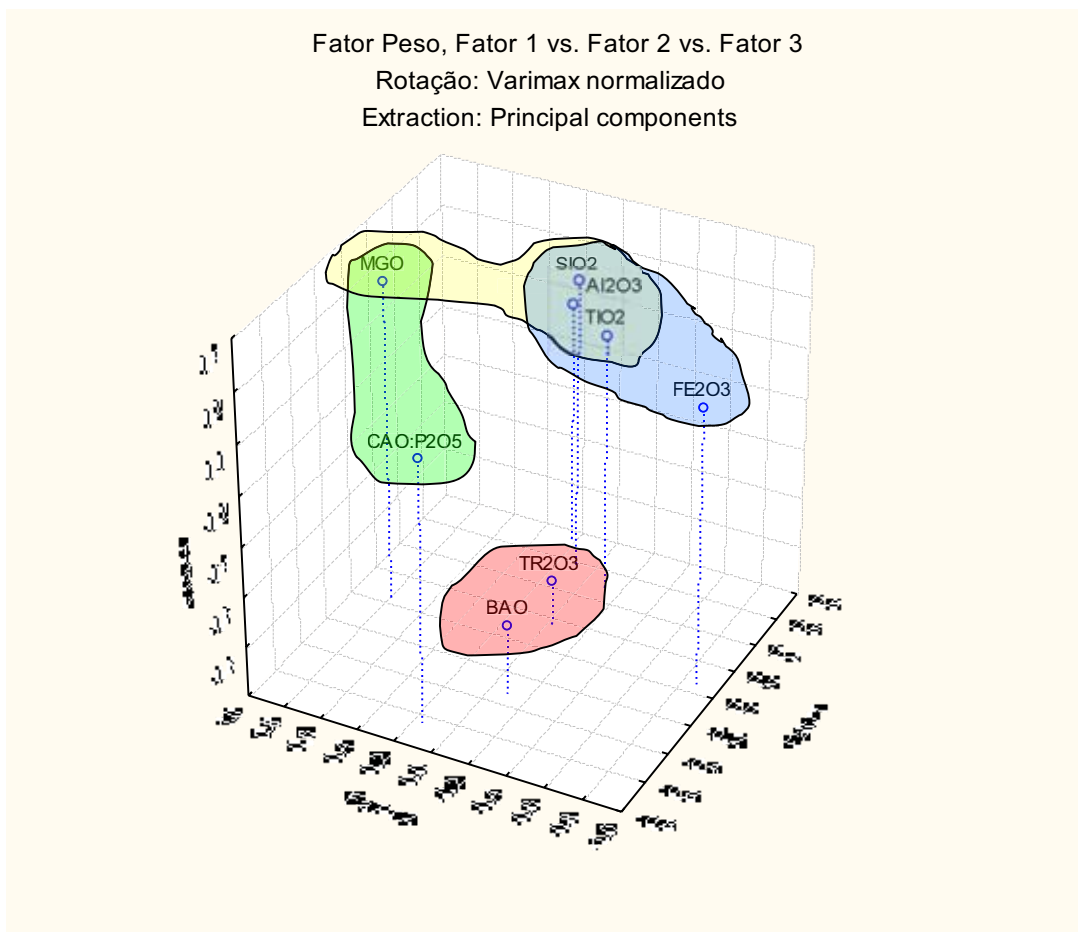


Figura III.27. Gráfico tridimensional para mostrar as relações espaciais entre os grupos determinados pela análise fatorial. O MgO e o Fe_2O_3 compartilha de associação com a variável $CaO:P_2O_3$ e com o grupo $SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2$

Modelamento geoquímico e geológico com representação cartográfica do intervalo Rocha Alterada.

Semelhante aos procedimentos anteriores realizados para os intervalos Saprolítico Aloterítico e Saprolito Isalterítico é possível expressar as assinaturas geoquímicas através de técnicas cartográficas. Os mapas gerados foram construídos com o auxílio do software Surfer a partir do arquivo furdalt.xls gerado com as informações dos escores dos fatores. O conjunto de três mapas (Figuras III.31, III.32 e III.33) se refere ao processamento fatorial realizado com a totalidade das variáveis (segunda rodada).

CARTOGRAFIA DO FATOR 1 NO
PLANO ROCHA ALTERADA

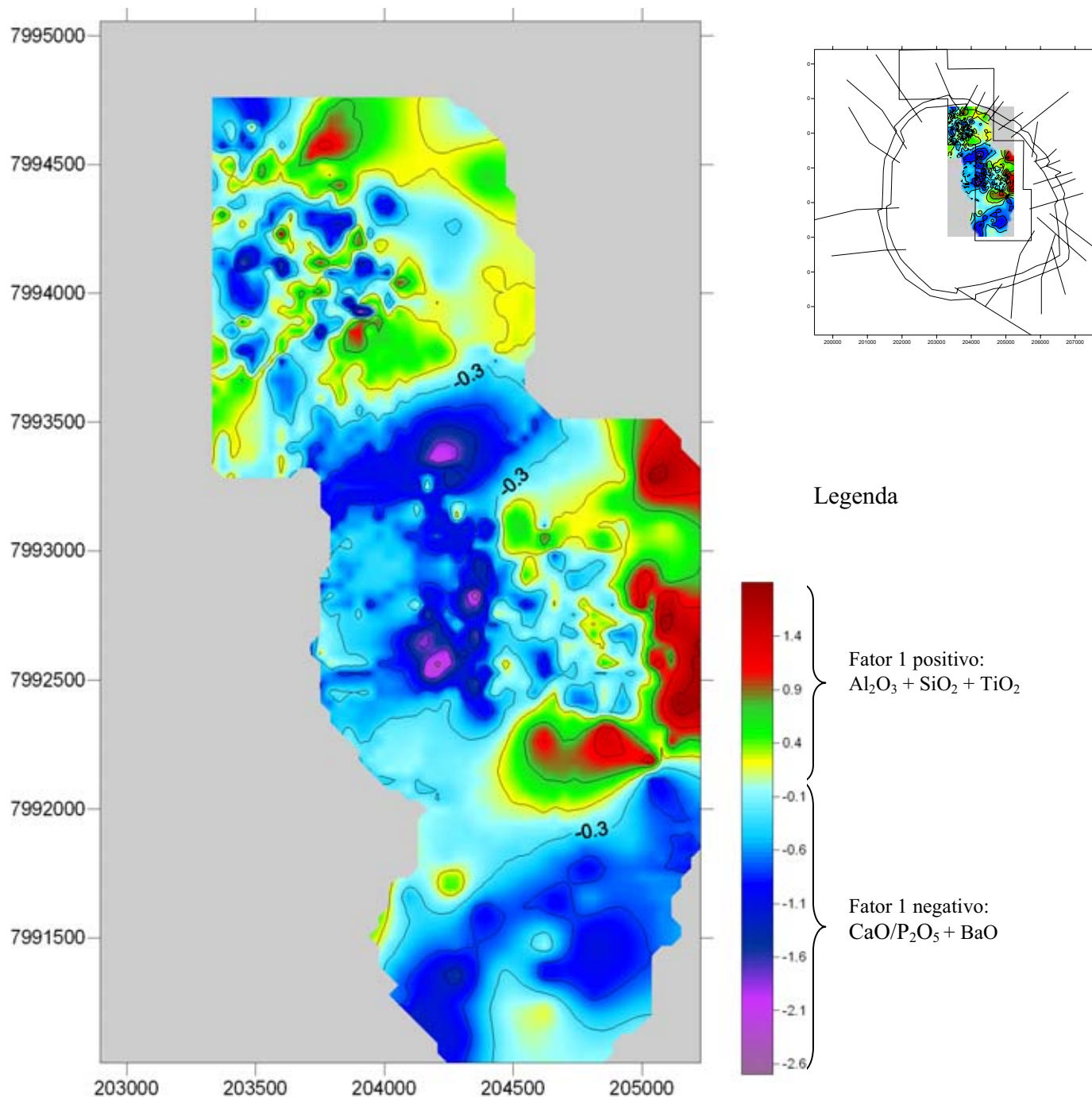


Figura III.31. Mapa do fator 1 positivo e fator 1 negativo representado pelos grupos $Al_2O_3 + SiO_2 + TiO_2$ no pólo positivo e $CaO/P_2O_5 + BaO$ no pólo negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 2 NO PLANO ROCHA ALTERADA

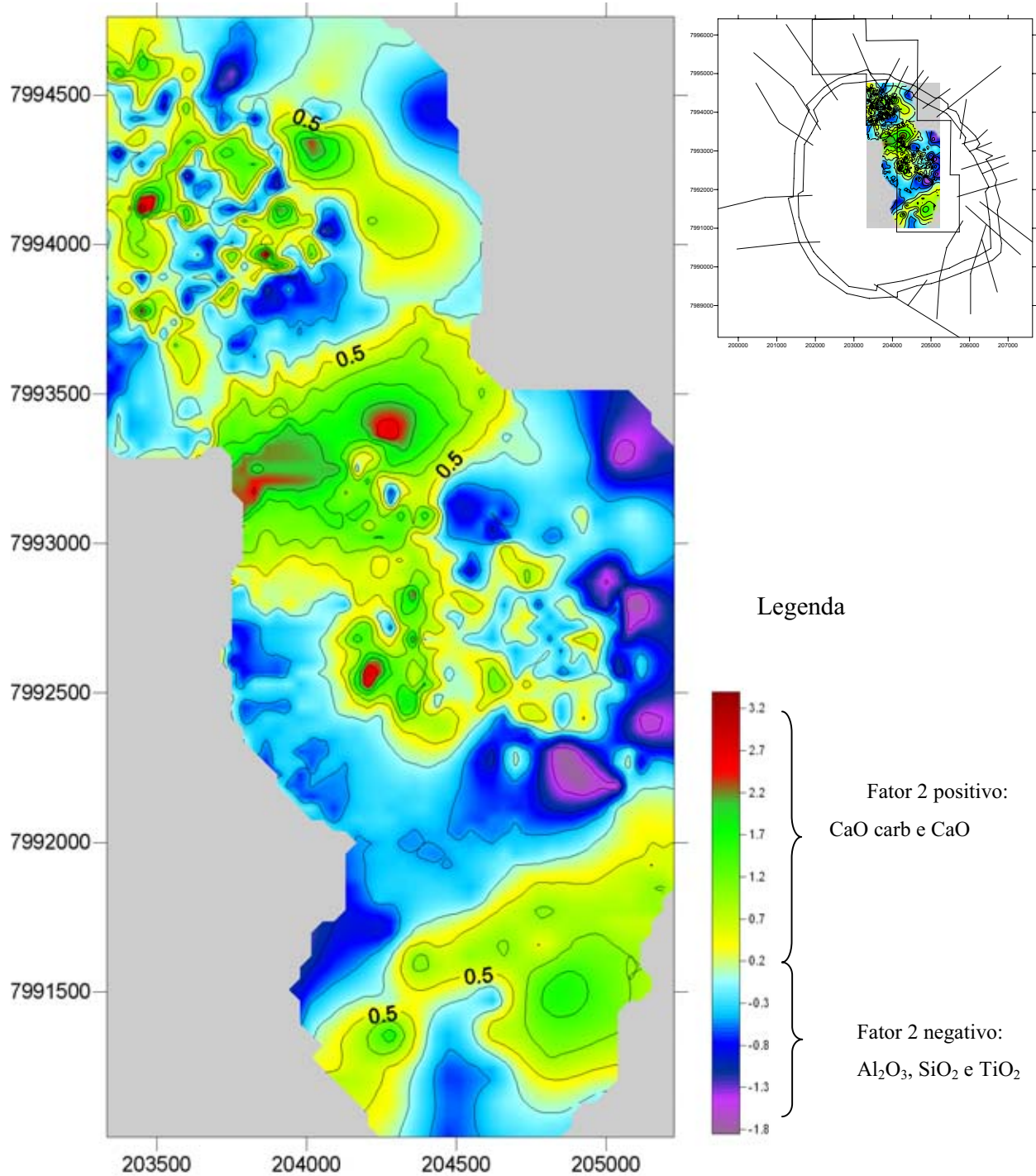


Figura 32. Mapa dos fatores 2 positivo e negativo representado pelos grupos CaO carb e CaO no fator 1 positivo e Al₂O₃, SiO₂ e TiO₂ no fator 1 negativo. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

CARTOGRAFIA DO FATOR 3 NO
PLANO ROCHA ALTERADA

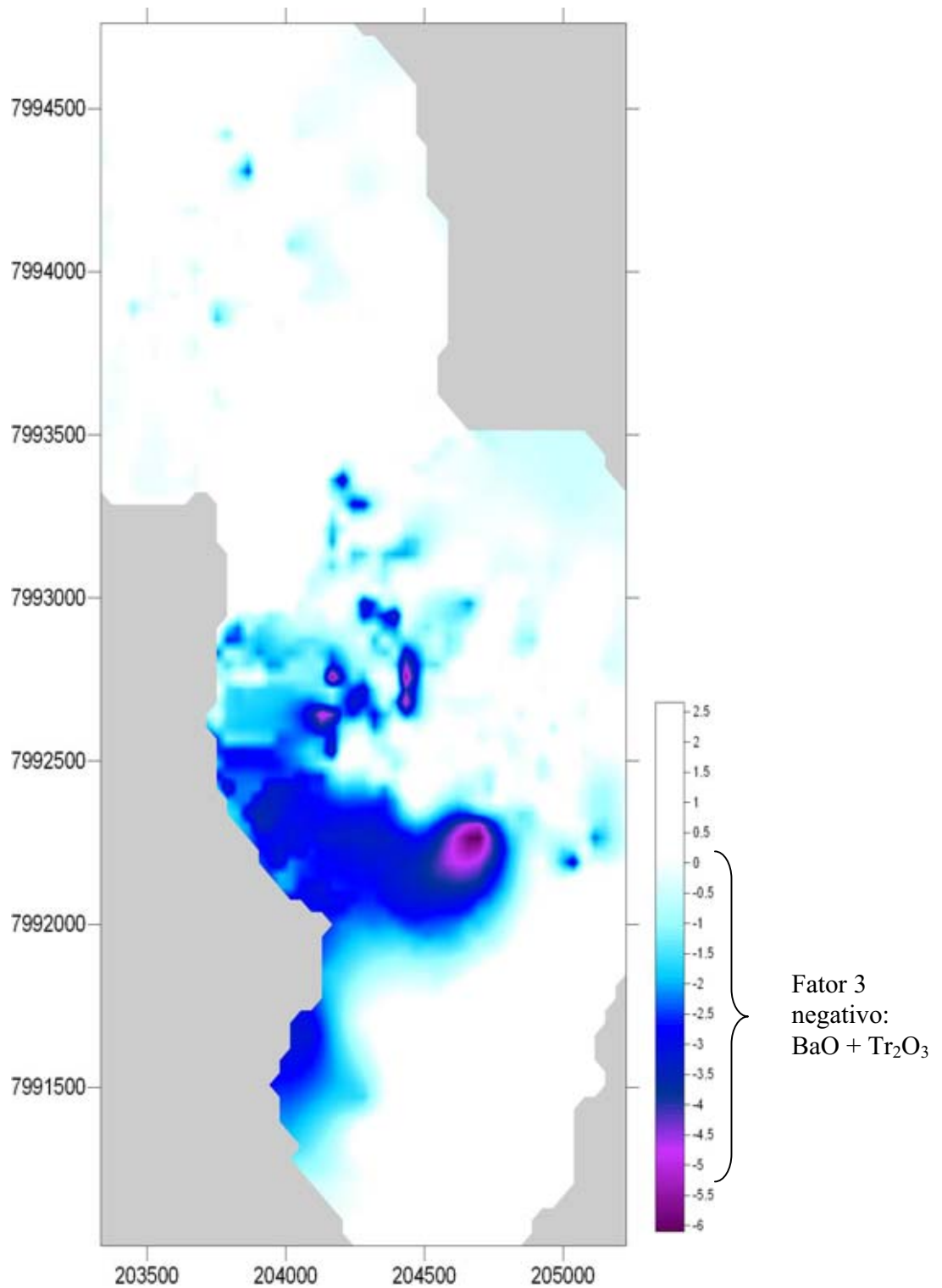


Figura 33. Mapa do fator 3 negativo representado pelo grupo $BaO + Tr_2O_3$. O Fator 3 negativo não tem significado porque apresenta valores de autocorrelação inferior a 0.30. A malha de sondagens utilizada na confecção dos mapas encontra-se no anexo 1.

Discussão dos resultados da Análise Fatorial) no intervalo Rocha Alterada

O intervalo do manto de intemperismo denominado de Rocha Alterada, situado sobre o substrato de Rocha Sã, representa as unidades geoquímicas que mais se assemelham às rochas originais. Neste nível, praticamente todas as unidades litológicas definidas no Capítulo II podem ser reconhecidas visualmente, diretamente sobre afloramentos na área de lavra ou a partir de testemunhos de furos de sonda.

O comportamento geoquímico desta unidade, conforme mostrado pela análise estatística multivariada, apresenta características bem definidas a partir das assinaturas geoquímicas que permitem uma associação por interpretação entre as rochas ou conjuntos de rochas presentes na área do estudo. Como já demonstrado para os intervalos aloterítico e isalterítico, cada unidade litológica responde de forma diferente as ações e intensidade do intemperismo e, por isto, a necessidade de divisão do manto intempérico em níveis que representem maior ou menor exposição temporal às atividades intempéricas. Nos intervalos superiores os carbonatitos estão mal representados por terem sido totalmente lixiviados, mas no intervalo de rocha alterada os diques e veios encontram-se bem preservados. As diferenças de pH associadas a cada nível de intemperismo podem, segundo Ferrari (2000), explicar as diferenças observadas em relação à dissolução parcial a total dos carbonatos e apatita. A atividade intempérica no nível Rocha Alterada foi de baixa intensidade, afetando somente os minerais que compõem a matriz da maioria das rochas presentes, e quando esta for composta de minerais susceptíveis a lixiviação. Observa-se que os primeiros sinais de intemperismo ocorrem principalmente nos flogopititos finos, contrariamente ao difundido na literatura de que são os carbonatitos os primeiros a se alterarem. Nestes casos, a permeabilidade assume um papel fundamental: os carbonatitos apresentam, no início do intemperismo uma permeabilidade muito inferior a dos flogopititos, fazendo com que a alteração evolua de modo contínuo das bordas para o centro no carbonatitos e generalizada nos flogopititos onde a maior percolação de água torna o processo de alteração mais eficiente. Os produtos gerados da alteração dos flogopititos trazem como primeira consequência à quebra da coesão da rocha tornando-a mais friável e, por isto, acelerando o processo de intemperismo.

Resultados obtidos

Os artifícios matemáticos utilizados na subdivisão do CaO total em CaO apatítico e CaO associado a carbonatos e silicatos, em conjunto com os arranjos das variáveis nas rodadas de análise fatorial e análise de componentes principais, as seguintes interpretações foram obtidas com os grupos extraídos:

Primeira rodada, executada com as variáveis normais mais a primeira subdivisão do CaO total em CaO total e CaO carbonato/silicato.

- Grupo 1a: Fator 1 positivo: CaO carb + MgO
- Grupo 2a: Fator 1 negativo: P₂O₅Total e P₂O₅ apat + Fe₂O₃ + (CaO)
- Grupo 3a: Fator 2 positivo: CaO carb + CaO
- Grupo 4a : Fator 2 negativo: Al₂O₃ + SiO₂ + TiO₂
- Grupo 5a: Fator 3 positivo: sem significado
- Grupo 6a: Fator 3 negativo: Tr₂O₃ + BaO

O grupo 1a é formado pela combinação de CaO não associado a apatita (CaOcarb) e MgO e indicam rochas contendo dolomita ou associada a piroxenitos (diopsídio). O grupo 2a é tipicamente uma combinação que representa a assinatura dos foscoritós, onde o P₂O₅ e o CaO da apatita está presente, assim com o Fe₂O₃ das magnetitas. O grupo 3a é formado por dois tipos de CaO, o CaOcarb e o CaO total. Neste caso estaria representando Ca-carbonatitos pela ausência de MgO. Se o MgO estivesse presente, poderia ser derivado ou da dolomita ou do diopsídio.

O grupo 4a é um típico representante dos bebedouritos.

O grupo 5a, representado pelo fator 3 positivo, não possui significado porque não mostra correlação com nenhuma das variáveis (Tabela III.11). O grupo 6a representa as rochas definidas como de transformação carbo-hidrotermal, bastante comuns na parte centro leste do complexo.

A segunda rodada da análise fatorial, sem as variáveis foscóricas e com a introdução da nova variável CaO/P₂O₅ produziram os seguintes interpretações:

- Grupo 1b: Fator 1 positivo: Al₂O₃ + SiO₂ + TiO₂
- Grupo 2b: Fator 1 negativo: CaO/P₂O₅ + BaO
- Grupo 3b: Fator 2 positivo: MgO + (Al₂O₃)

- Grupo 4b: Fator 2 negativo: Fe_2O_3
- Fator 5b: positivo: sem significado
- Fator 6b: negativo: $\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$

O grupo 1b é igual ao grupo 4a e representa as rochas bebedouríticas do complexo. O grupo 2b, formado pela relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ e BaO , é característico de rochas carbonáticas. O grupo 3b, formado pela variável MgO e uma fraca relação com o Al_2O_3 de flogopitas é um provável representante das rochas silicáticas. O grupo 4b, indica uma oposição ao grupo 9 no fator 2, provavelmente indicando rochas ricas em ferro, como foscóritos. Os dois últimos grupos são difíceis de interpretar devido ao seu caráter mono elementar.

O grupo 5b, como no caso anterior não possui significado geológico. O grupo 6b reproduziu o grupo 6 do caso anterior sendo representante de rochas carbo-hidrotermais.

A interpretação global dos resultados mostra que as assinaturas geoquímicas obtidas pelo método de Análise Fatorial identificam os principais litotipos conhecidos na área do estudo. O estudo deste nível de intemperismo, composto por de rochas semi-intemperizadas e rochas sãs é de fundamental importância para o conhecimento do perfil de intemperismo, por se tratar de rochas próximas à origem, ou ainda, de rochas referenciais ao estudo da evolução do intemperismo em direção a superfície. De modo geral, este nível acusa a presença dominante de rochas da Série Bebedourítica, da Série Foscorítica e da Série Carbonatítica e aquelas de derivadas da transformação carbo/hidrotermal. Os carbonatitos, que nos níveis mais superiores não se manifestavam, aqui mostram todos seus componentes magnesianos ou calcíticos.

3.3 Integração dos resultados

O objetivo desta fase do trabalho é a integração dos dados obtidos pelas técnicas estatísticas multivariadas sobre cada um dos três níveis de intemperismo estudados. A geração de mapas, representando as assinaturas geoquímicas em cada nível de intemperismo, possibilita compreender e apresentar de modo visual a evolução do perfil de intemperismo compreendido no espaço em 3D dentro de uma área que representa cerca de 1/3 da área do complexo. Esta interpretação deverá ser útil na definição dos controles das mineralizações associadas ao intemperismo.

As Figuras III.34, III.35 e III.36 mostram como os mapas das assinaturas geoquímicas construídos no programa Surfer permitem a construção de arranjos tridimensionais que serão a base para construção de modelos geológicos e controle dos depósitos de apatita, terras raras, nióbio e vermiculita na área deste estudo. A construção destes modelos tridimensionais é feita inicialmente obedecendo à seqüência dos fatores, ou seja, fator 1 com fator 1, fator 2 com fator 2 etc, e em seguida, por combinações de fatores obedecendo a evolução na vertical de um determinado litotipo.

A Figura III.34 ressalta bem, com os fatores positivos, a evolução espacial das rochas da Série Bebedourítica, onde se observa um aumento da área e volume da anomalia em direção ao topo. Este resultado é coerente com o observado em campo, ou seja, as rochas da Série Bebedourítica são o protolito dos depósitos de anatásio que apresentam sua maior concentração nos níveis superiores do perfil de intemperismo. A Série Bebedourítica é também a que vai demorar mais tempo para desaparecer por lixiviação.

A Figura III.35 apresenta a evolução das assinaturas relacionadas ao fator 2 das três unidades de intemperismo. Neste arranjo apenas rochas da Série Bebedourítica estão representadas. Como fato relevante, tem-se no nível aloterítico uma assinatura formada por $P_2O_5T + Al_2O_3 + BaO$ que representa produto de intemperismo de rochas da Série Bebedourítica ricas em apatita, neste caso transformada em minerais da família das crandalitas.

A Figura III.36 refere-se à evolução do fator 3 no perfil de intemperismo. Observa-se nesta Figura que o fator 3 positivo não apresenta significado no nível de Rocha Alterada e suas assinaturas nos níveis isalterítico e aloterítico são respectivamente rochas silicáticas e foscoríticas. O fator 3 negativo apresenta boa correlação evolutiva entre Rocha Alterada e isalteritos para rochas de filiação carbo-hidrotermal ricas em terras raras.

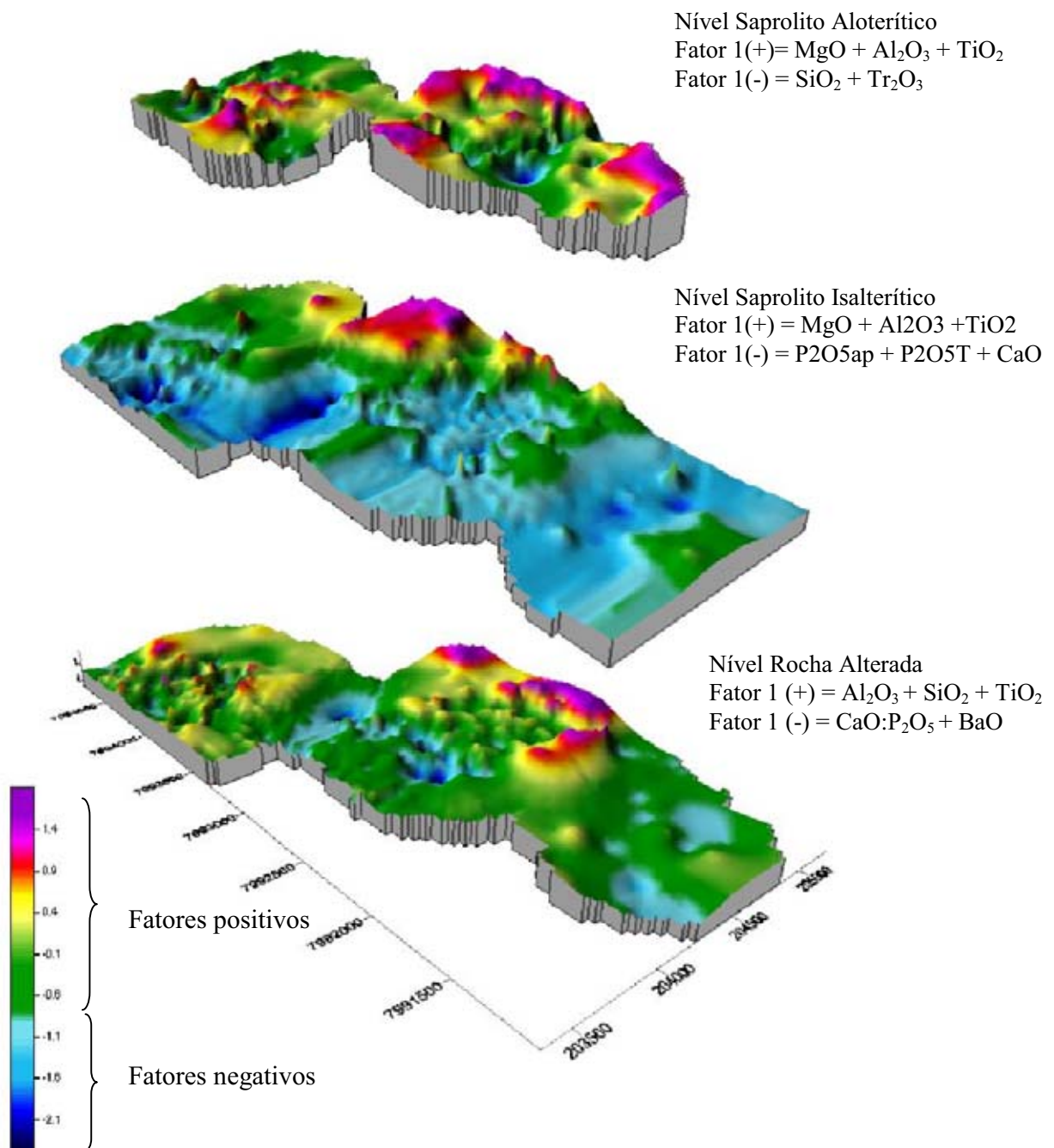


Figura III.34 .Composição tridimensional do mapeamento dos fatores F1(+) e F1(-) do manto intemperismo. Os fatores F1(+) representam rochas da Série Bebedourítica e os fatores F1(-) representam do topo para base rochas de transformação carbo-hidrotermal (carbonatitos magnesianos silicificados), foscoritos e carbonatitos. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias. Nesta seqüência apenas o fator 1(+) mostra a evolução espacial das rochas da Série Bebedourítica pelo processo de intemperismo.

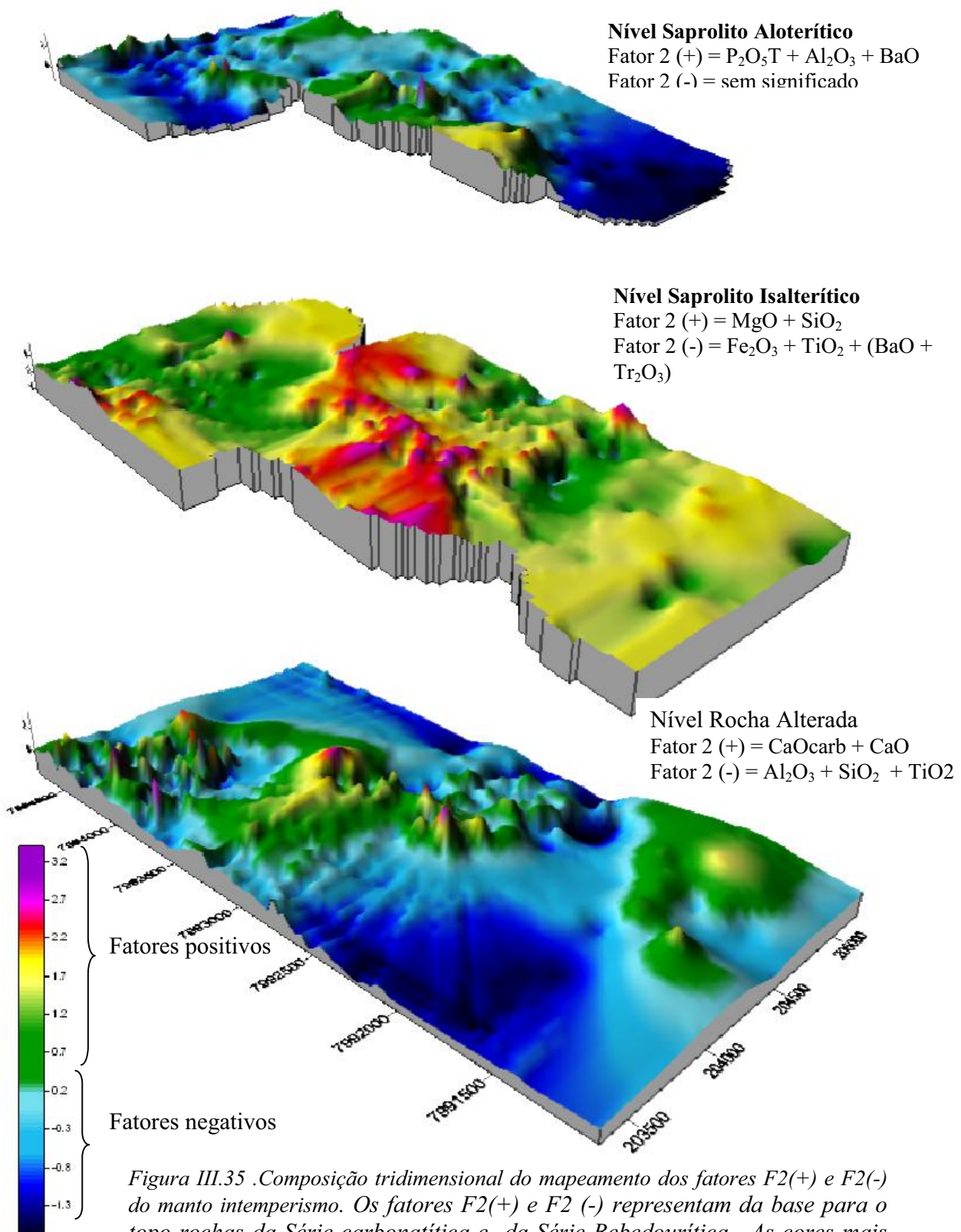


Figura III.35 .Composição tridimensional do mapeamento dos fatores F2(+) e F2(-) do manto intemperismo. Os fatores F2(+) e F2 (-) representam da base para o topo rochas da Série carbonatítica e da Série Bebedourítica. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias.

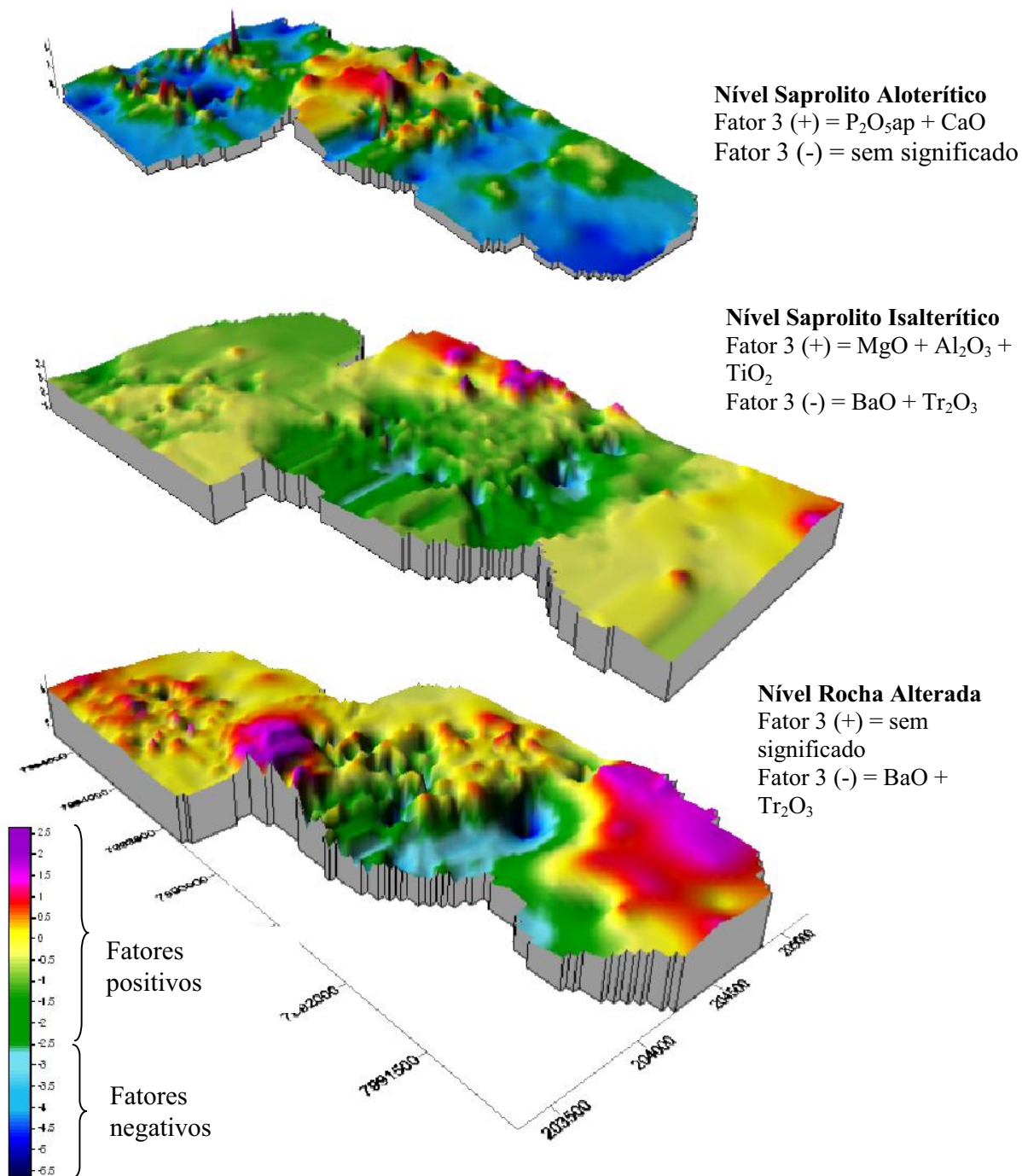


Figura III.36 .Composição tridimensional do mapeamento dos fatores F3(+) e F3(-) do manto intemperismo. Os fatores F3(+) no nível aloterítico representam rochas da Série Foscorítica, no nível isalterítico a sua assinatura é de rochas da Série Bebedourítica e no nível de Rocha Alterada não apresenta significado. O fator 3 negativo mostra evolução da assinatura de rochas da Série carbo-hidrotermal entre o Rocha Alterada e Isalterita. As cores mais fortes (amarelo +vermelho + roxo) no fator 1(+) e azul marinho e preto no fator 1(-) indicam região de maior representabilidade das anomalias.

A evolução do processo de intemperismo pode agora ser melhor compreendida por meio da evolução das assinaturas geoquímicas partindo da rocha alterada e passando por saprolito isalterítico até atingir o saprolito aloterítico. A Tabela III 13 apresenta de forma esquemática com esta assinatura evoluíram através do perfil de intemperismo. Observa-se na Tabela III 13 que o conjunto de assinaturas 01 é composta pelo $\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$ que se mantêm inalterada até o horizonte saprolítico isalterítico, mas na passagem para o horizonte mais evoluído, aloterítico, já próximo a superfície, traduz-se pelo par $\text{Tr}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$. De fato esta é uma situação verificável em campo, onde a rocha fresca magnesianas, mineralizada à monazita evolui em direção à superfície para silixitos com monazita, cuja maior expressão encontra-se no horizonte aloterítico.

O conjunto de assinaturas 02 é aqui interpretado como um traço dos litotipos carbonatíticos, que apresentam uma assinatura somente no nível inferior, menos intemperizado, porque nos níveis isalterítico e aloterítico os carbonatitos foram lixiviados não deixando vestígios suficientes para promover uma assinatura geoquímica.

O conjunto 03 é tipicamente litológico, indicando a presença marcante dos flogopititos mais magnesianos nos intervalos menos intemperizados e mais ferruginoso e sem magnésio no topo da seqüência.

O conjunto de assinaturas 04 é tipicamente litológico, relacionado aos foscoritos e, ao mesmo tempo, de caráter mineral, relacionado ao depósito de apatita, com exceção do intervalo superior (saprolítico aloterítico) onde as apatitas foram totalmente dissolvidas e substituídas por fosfatos da família das crandalitas, dando origem à associação do tipo:
 $\text{P}_2\text{O}_5 \text{ total} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{BaO}$

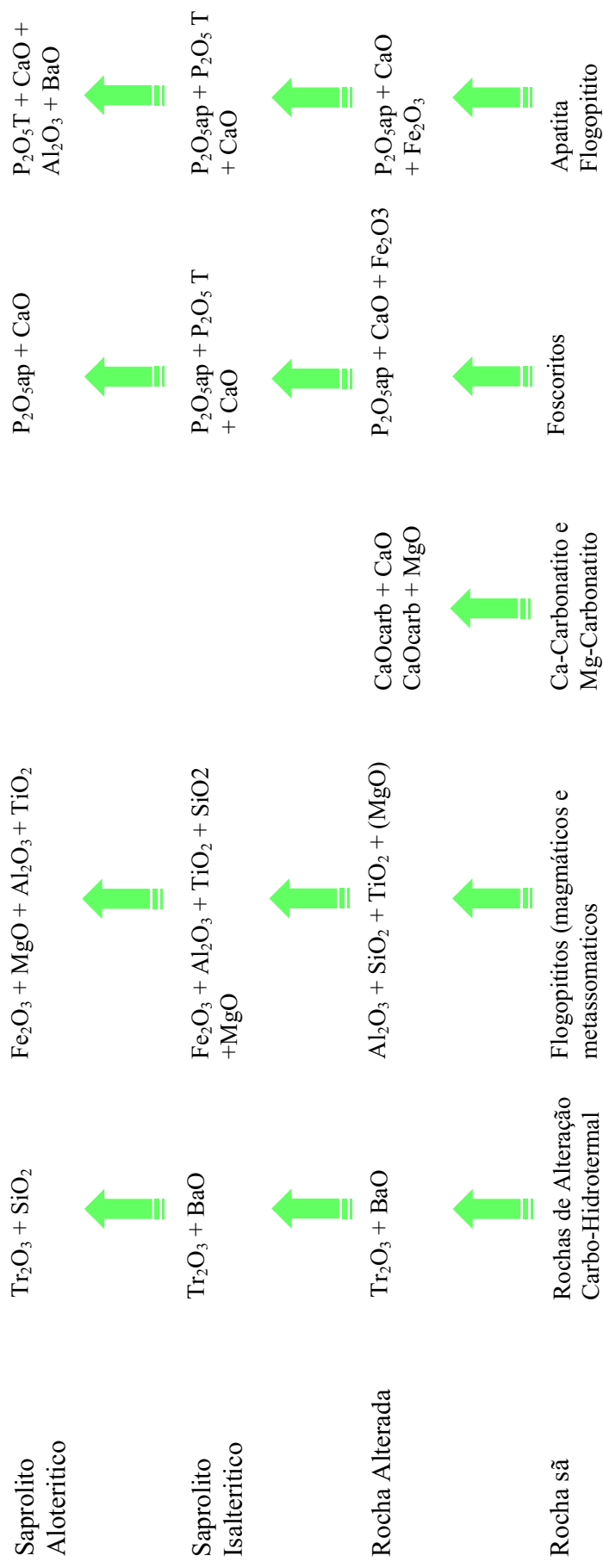


Figura III.13. Modo de distribuição das assinaturas geoquímicas obtidas por técnicas estatísticas multielementares em relação ao perfil de intemperismo e os principais litotipos encontrados na área deste estudo.

3.4 Conclusões

A Análise Fatorial de sete elementos químicos maiores obtidos de testemunhos de sondagens no perfil de intemperismo, colocou em evidência três grupos de associações de elementos químicos. O primeiro grupo está localizado no nível Saprolítico Aloterítico; o segundo grupo no nível Saprolito Isalterítico e o terceiro no nível de Rocha Alterada. Cada um destes grupos é composto por subgrupos, ou assinaturas geoquímicas que identificam as rochas que lhe deram origem.

As assinaturas obtidas permitiram identificar como as rochas evoluíram da base ao topo do perfil de intemperismo.

Por outro lado, os fatores que definem as assinaturas geoquímicas geraram mapas em duas e três dimensões possibilitando visualizá-las espacialmente em cada nível do manto de intemperismo e no conjunto dos três níveis. Os resultados obtidos destes mapas permitiram:

1. visualizar espacialmente como os litotipos presentes na área evoluem sob a ação do intemperismo da base para o topo;
2. compreender e visualizar espacialmente as mineralizações associadas aos litotipos presentes;
3. Gerar parâmetros para obtenção de novos controles das mineralizações associadas ao manto de intemperismo;
4. Os limites estabelecidos em mapa pelos fatores ou assinaturas geoquímicas permitem modelar o depósito de acordo com as características de cada conjunto.

A partir dos mapas é ainda possível construir modelos de blocos com base na geometria das assinaturas geoquímicas que definem os limites de cada modelo e assim estimar teores, categorizados por tipos de minério e por conseqüência, estes novos modelos trarão um novo rumo nas rotinas de planejamento de lavra otimizando o controle tipológico das mineralizações e, conseqüentemente, o controle de *blending* de minérios.

As técnicas estatísticas multivariadas utilizadas mostraram que processos matemáticos são ferramentas capazes de reconstruir o modelo geológico que comporta as mineralizações importantes tais como as estudadas neste trabalho, a partir do estudo de correlações entre grupos de amostras que mantêm relação estreita com os fenômenos geológicos que lhe deram origem.

CAPÍTULO IV

Depósito de Apatita

Caracterização do depósito

Tratamento estatístico dos dados

Gênese

Discussão

Conclusões

Introdução

As mineralizações de titânio, nióbio e terras raras do Complexo Carbonatítico Catalão I foram descobertas em 1894 pelo geólogo Hussak, integrante da Comissão Cruz, responsável pela demarcação da futura área do Distrito Federal. Mas foi somente nas décadas de 60 e 70, após a realização de vários trabalhos de pesquisa desenvolvidos por órgãos governamentais federais (DNPM), estaduais (Metago), empresas públicas (Petrofértil) e privadas (Brasilmét), que foram descobertas e economicamente viabilizadas as jazidas de fosfato e nióbio, pertencentes hoje, à Fosfertil, Copebrás e Anglo American. Por outro lado, as mineralizações de titânio, terras raras e vermiculita não foram, até o momento, viabilizadas economicamente.

Muito pouco se publicou sobre a gênese e controle destes depósitos. Não obstante, um enorme banco de dados químicos, geológicos e de processo, derivado de uma densa malha de sondagem foram acumulados neste período.

O objetivo deste estudo é caracterizar e estabelecer os controles dessas mineralizações e jazidas utilizando o banco de dados existente e novas informações obtidas pelo autor.

Neste Capítulo, a palavra “minério” é empregada inicialmente no sentido de contexto tipológico e econômico. Esta abordagem é necessária porque, como apresentado no Capítulo II, as mineralizações que constituem os depósitos não pertencem necessariamente a um só evento geológico, mas por vezes resultam de mais de um processo geológico. Como exemplo, existe apatita associada a flogopititos, a foscoritos sem nióbio e a foscoritos com nióbio, todas constituindo um único depósito do ponto de vista de exploração, porém situadas em tipos petrográficos diferentes. Além disto, existem zonas de transição derivadas do processo de diferenciação magmática da mistura física de dois ou mais tipos petrográficos, como exemplo diques e veios de foscorito que cortam flogopititos mineralizados ou não. Esta heterogeneidade litológica, com mineralização associada, é uma das feições mais marcantes do complexo.

Os depósitos serão abordados do ponto de vista dos processos geológicos que geraram, especificamente, o magmatismo, o metassomatismo e o intemperismo. Cada um deles teve seu papel na formação dos depósitos de apatita, pirocloro, anatásio e monazita e vermiculita. Durante este estudo estes processos foram tratados como ações interativas e/ou acumulativas sendo, às vezes, de empobrecimento sobre um bem mineral. Portanto, conhecer como o complexo evoluiu desde sua colocação na crosta e

como foi sua evolução até o intemperismo é fundamental para o entendimento da gênese e dos controles dos depósitos minerais de Catalão I. A Figura IV.1 apresenta a distribuição das mineralizações no complexo.

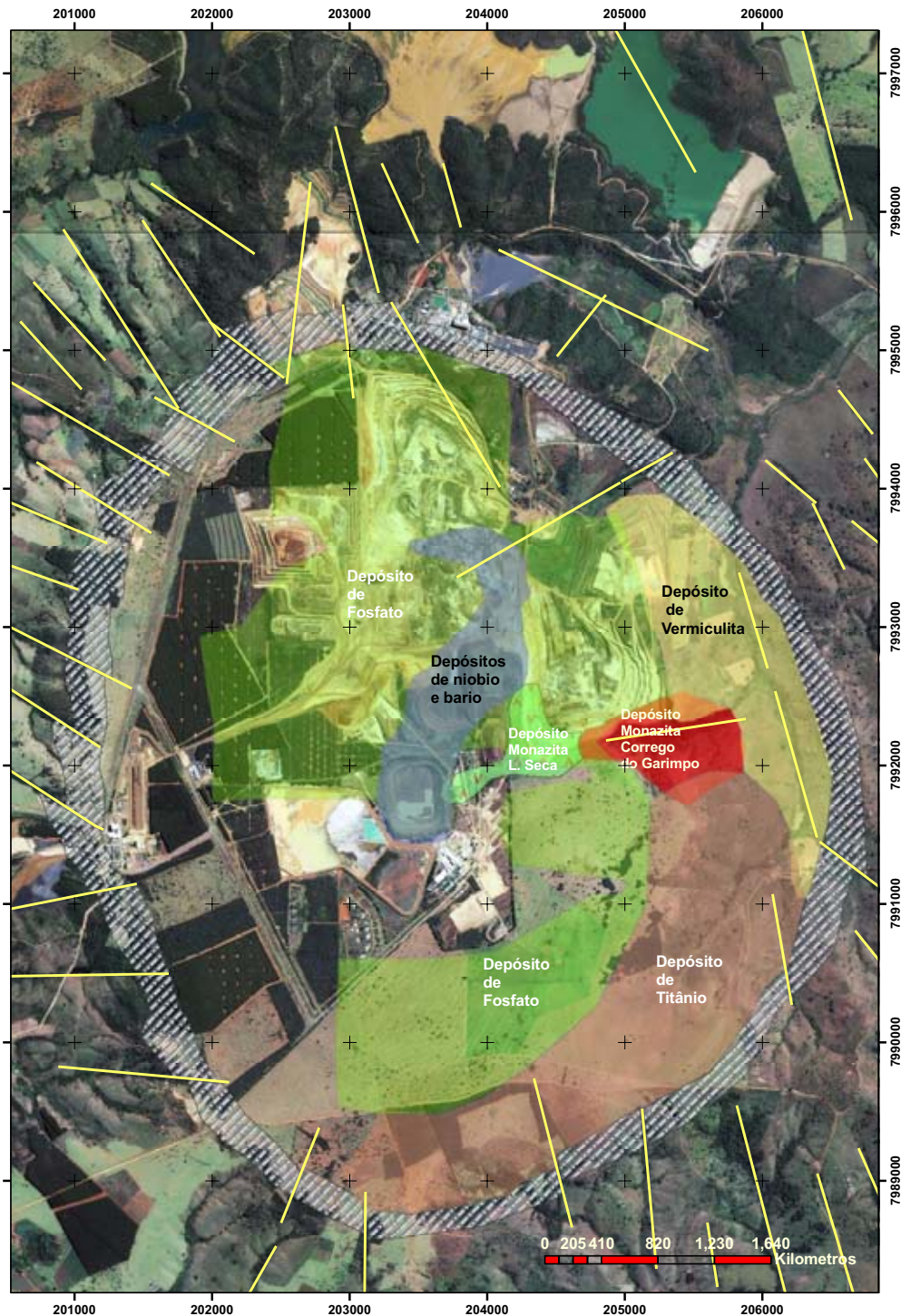


Figura IV.1. Distribuição dos depósitos minerais constituindo Recursos e Reservas no Complexo Carbonatítico Catalão I.

4. O depósito de Apatita

Aspectos gerais

Dentre os depósitos minerais de Catalão I, o de apatita é o de maior volume e o de maior importância do ponto de vista econômico/estratégico, visto ser uma das matérias primas para produção de fertilizantes NPK. Em termos de área esta mineralização representa cerca de 45% do domo para um teor de corte de 5% de P_2O_5 . A área estimada dos depósitos, para análise de potencialidade da reserva total de apatita, é de $9,2 \text{ km}^2$, a espessura média situa-se por volta de 50 metros, e a densidade média do minério é 2.1 t/m^3 , o que resulta num depósito ou recursos estimados em $966 \times 10^6 \text{ ton}$, a um teor médio de 8,5 % P_2O_5 (Ribeiro, 1989). As reservas totais (provadas e prováveis) da Fosfertil e Copebrás representam cerca de 500×10^6 toneladas, com teor de corte em 5% de P_2O_5 e teor médio de 9,74% para Fosfertil e 12 % para Copebrás. No Brasil, cerca $4,8 \times 10^6$ toneladas de concentrado de apatita anuais abastecem as indústrias químicas para elaboração dos vários tipos de fertilizantes, dentre os mais importantes o SSP (fosfatos super simples), DAP (fosfato diamônio), MAP (fosfato monoamônio) e TSP (fosfato super triplo). A contribuição de concentrado de apatita do depósito de Catalão I em 2005 para indústria nacional de fertilizantes foi da ordem de 44%.

O depósito de apatita de Catalão I está inserido na parte intermediária entre o centro e a borda do domo (Figura IV.1). As porções melhores estudadas situam-se nos quadrantes nordeste e sudeste, pela empresa Fosfertil e no quadrante noroeste, pela empresa Copebrás. O quadrante sudoeste do domo foi pouco estudado até o presente em razão do espesso capeamento de estéril, o que desestimulou a continuidade das pesquisas pelas empresas proprietárias dos direitos minerários. Na década de 70 os limites econômicos desta mineralização não ultrapassavam os 60 metros de profundidade, com uma relação estéril/minério máxima de 1.0. Com a crescente alta dos preços dos fertilizantes, motivada pelo crescente consumo interno, sondagens com mais de 200 metros tem viabilizado minérios com relação estéril /minério da ordem de 2.5~3.0

A definição dos limites do depósito obedeceu aos seguintes critérios tecnológicos e econômicos:

- Teor de corte em 5% de P_2O_5

- Relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 > 0.5$ e < 1.6 . O limite inferior em 0.5 define o limiar entre a zona de fosfatos secundários e apatita. O limite superior (< 1.6) define a passagem entre zonas com pouco e muito carbonato, mineral que compete com a apatita no processo de flotação, impedindo a obtenção de concentrados com teor mínimo de 35,5% de P_2O_5 exigidos pela indústria química de fertilizantes.

Para determinar a geometria do depósito (modelamento geológico) construiu-se um envelope a partir de seções geológicas verticais e horizontais e mapeamento de áreas aflorantes na cava da lavra. O volume foi preenchido com blocos virtuais de 35 x 35 x 5 metros que receberam teores, informações tecnológicas e geológicas calculadas pelo método de estimação de krigagem ordinária, derivadas de amostras de furos de sonda, teste de bancada em laboratório e mapeamento detalhado da mina. A Figura IV.2 é o resultado em 3D do envelope dos depósitos minerais conhecidos e a Figura IV.3 representa os blocos dentro do envelope do depósito, remanescentes após 20 anos de lavra.

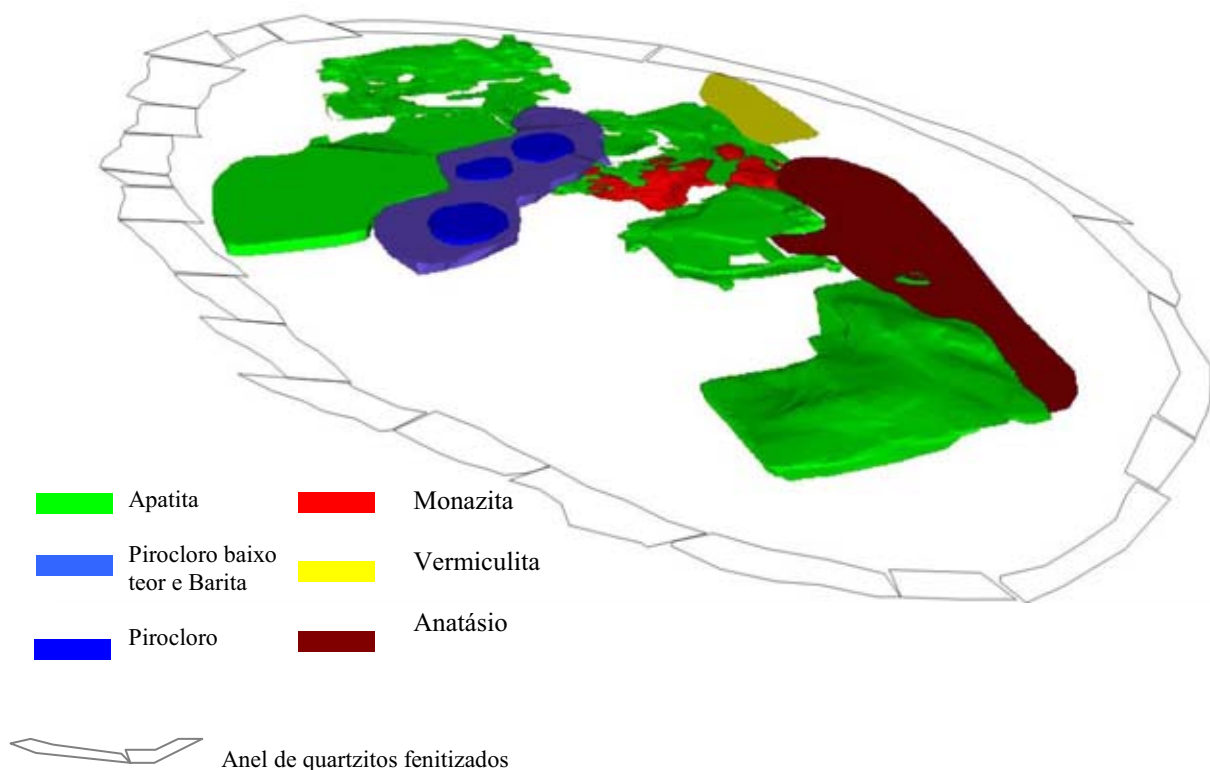


Figura IV.2. Imagem em 3D de todos os depósitos para mostrar como o depósito de apatita (Fosfertil e Copebrás) ocorre espacialmente interdigitado com os depósitos de outros bens minerais.

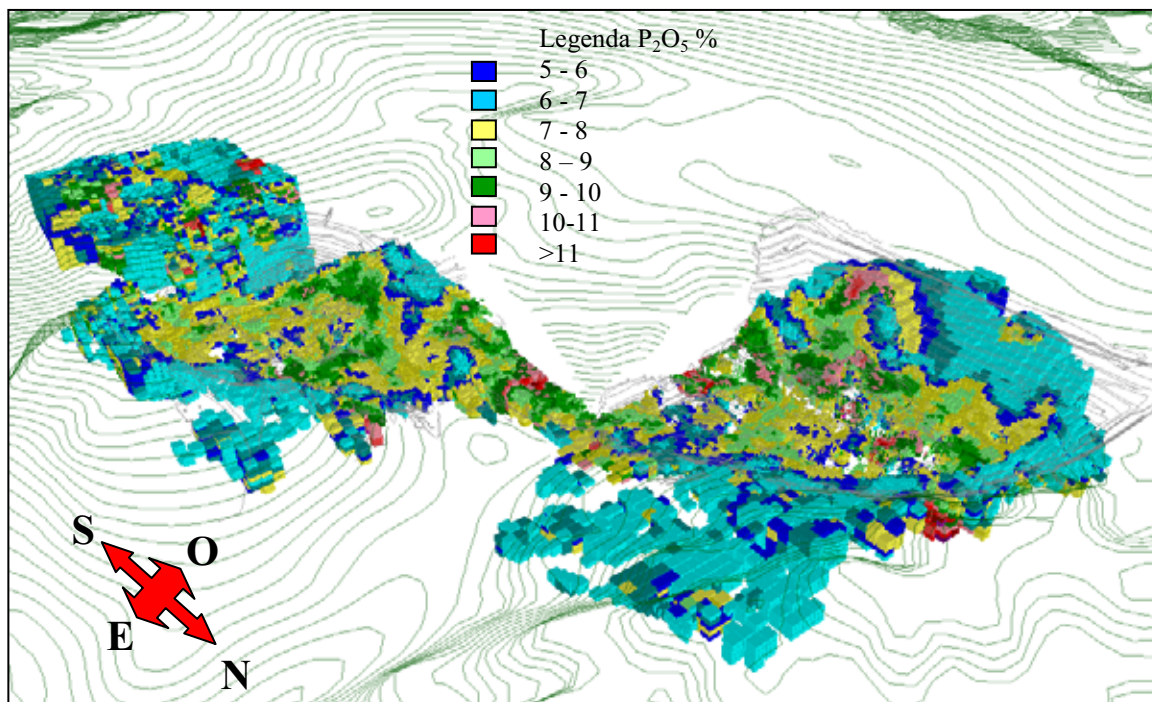


Figura IV.3. Representação da jazida de fosfato na área da Fosfertil modelada sobre blocos de 35 x 35 x 5 metros onde as cores representam intervalos de teores de P_2O_5 .

O depósito de apatita apresenta características de variabilidade mineralógica, tipológica e geometalúrgica comuns aos complexos carbonatíticos. A mineralogia do complexo tem sido estudada por vários pesquisadores desde a década de 70, entre eles se destacam os trabalhos de Valarelli (1971), Walter (1991), Alcover & Toledo (1993), Lenharo (1994), Torres (1996), Toledo et al. (1997), Toledo *et al.* (1998), Santos (1998), Oliveira & Imbernon (1998), Toledo (1999) e Ferrari (1999). Sobre a tipologia e geometalurgia do depósito, vários trabalhos desenvolvidos pela equipe da Fosfertil, pela Paulo Abib Engenharia, Ribeiro (1990) e Khan (1987) confirmam a heterogeneidade do depósito frente ao processo de concentração da apatita.

Lenharo (1994) estabeleceu parâmetros mineralógicos relacionando tipos de apatita ao desempenho na flotação: a apatita primária que apresenta um melhor índice de cristalinidade, quando não cimentada por apatita secundária, por outros minerais ou por oxi-hidróxidos de ferro, é a que melhor responde aos ensaios de flotação. Já a apatita secundária, que de modo geral possui baixo índice de cristalinidade não flota bem, principalmente se for criptocristalina. Kahn (1987) identificou a existência de apatita na área de lavra denominada frente 4, que não flota na usina de concentração e é descartada para os rejeitos. Este comportamento foi atribuído à cobertura por óxidos-hidróxidos de ferro na superfície da apatita secundária, fazendo com que, a apatita não flote. As principais características da apatita secundária, segundo Lenharo (1994), são:

- ✓ o baixo índice de cristalinidade em relação às apatitas primárias;
- ✓ as associações com o grupo iônico CO^{2-}
- ✓ diminuição do parâmetro “a” da cela unitária em torno de 9,36 Å.

Trabalhos em desenvolvimento pela Fosfertil com o objetivo de viabilizar economicamente os minérios do tipo sílico-carbonatado, têm mostrado que além da cobertura da apatita por películas de óxidos de ferro e carbonatos, ocorrem também inclusões de minerais diversos, principalmente de dolomita, que contaminam o concentrado produzido com altos teores de magnésio (comunicação verbal do Prof. J.C. Gaspar, 2006).

À parte estas subdivisões, trabalhos realizados pelo autor com teores de P_2O_5 mostram uma distribuição dos teores de apatita aumentando da borda para o centro do domo. A Figura IV.5 mostra resultados de uma estatística básica para P_2O_5 ao longo de uma seção leste-oeste. Esta distribuição está relacionada com as rochas portadoras de apatita nas bordas do domo, constituídas por flogopititos pobremente enriquecidos em fósforo e por foscoritos ricos em fósforo posicionados na parte central do domo. Foi observado em trabalhos de mapeamento, na região de lavra de apatita, que nas bordas os flogopititos pobres em apatita apresentam-se cortados por finos veios de foscoritos mineralizados em apatita que crescem em espessura e quantidade em direção ao centro do domo, resultando assim num aumento gradual dos teores de fósforo.

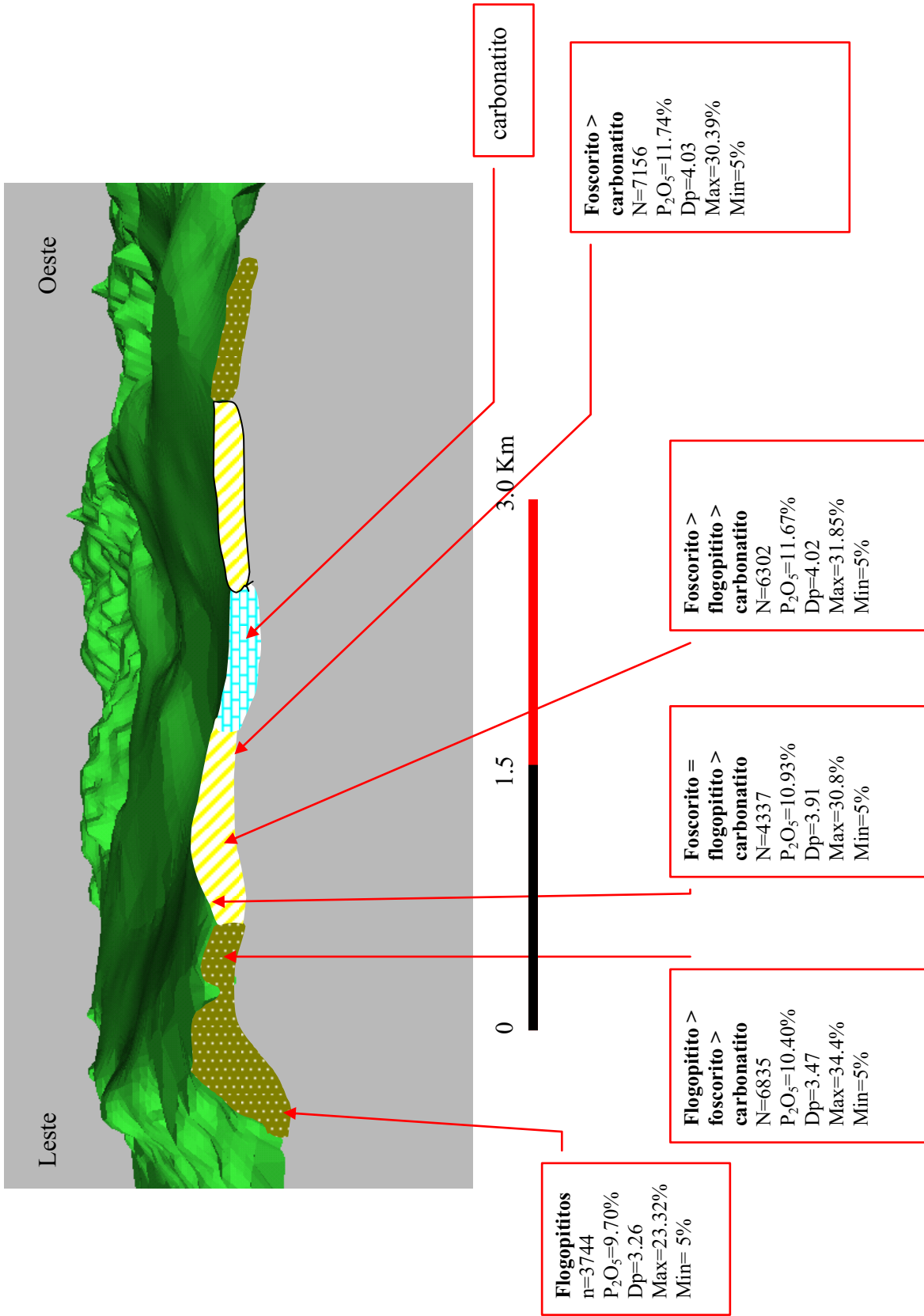


Figura IV.5. Distribuição das médias de teores de P_2O_5 da borda para o centro do domo. Observa-se um aumento dos teores em direção às rochas foscóricas predominantes na parte central do domo.

4.1 Reservas de apatita

A quantificação do depósito em tonelagem foi obtida com o *software* Datamine a partir do cálculo de volumes e teores nos blocos. Os resultados aqui apresentados se referem unicamente às áreas de concessão da empresa Fosfertil. A Figura IV.4 apresenta um gráfico das relações entre reservas e teores obtidos denominados de curvas de parametrização da jazida para um teor de corte de 5% de P_2O_5 .

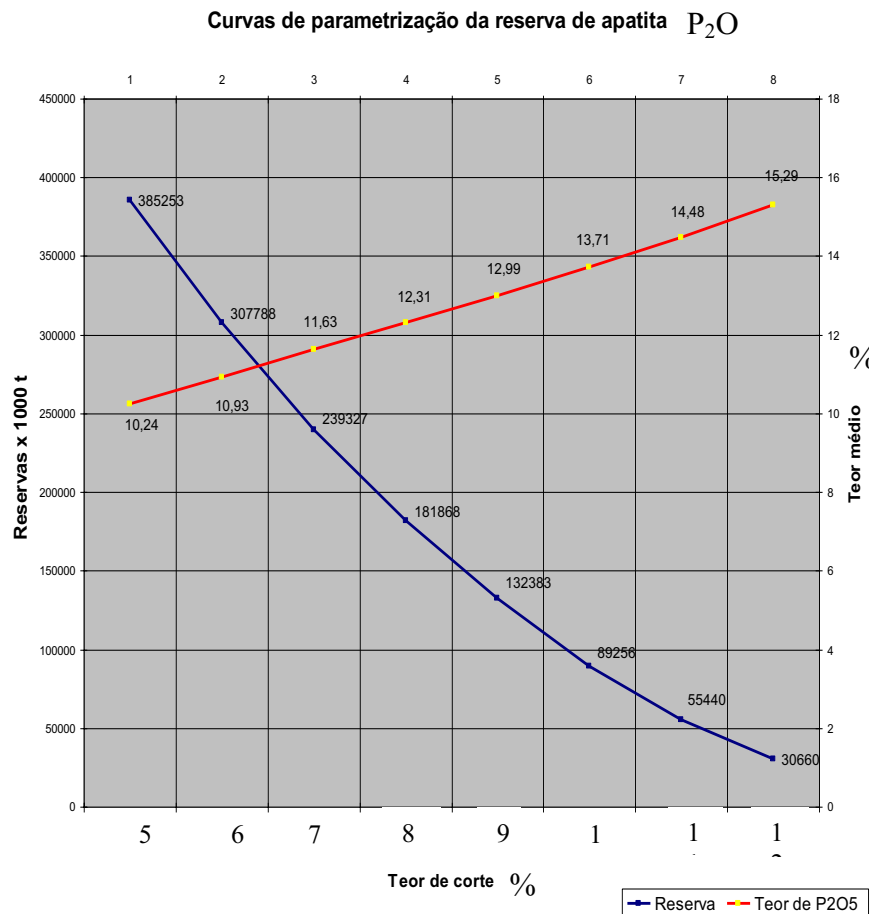


Figura IV.4. Curvas de parametrização da reserva de apatita do Complexo Mineral de Catalão – Fosfertil.

4.1.3 Definição dos tipos de minérios e modelos relacionados

Os tipos de minério de fosfato na área da Fosfertil foram definidos por Khan (1987) e modificados por Ribeiro et al. (1990). Os parâmetros adotados na época obedeceram a

critérios químicos, intempéricos e parcialmente de processo, onde sete tipos de minério foram definidos (Figura IV.6):

- **Minério oxidado (ox):** situado na parte superior do perfil de intemperismo, no nível saprolito isalterítico, este minério apresenta as seguintes características: teor de $P_2O_5 \geq 5\%$, $MgO < 0.5\%$ relação $CaO:P_2O_5$ situada entre 0.5 e 1.25. Material variando de argiloso a arenoso de cor marrom escuro a ocre, friável, com ausência de micas. Mineralogicamente é composto por; apatita, fosfatos secundários da família da crandalita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro e argilas;
- **Minério micáceo oxidado (mox):** sotoposto ao minério oxidado, apresenta teor de $P_2O_5 \geq 5\%$, $MgO > 0.5\%$ < 1.5 e relação $CaO:P_2O_5$ entre 1.25 e 1,35. Material areno-argiloso de cor marrom, friável. Composto de; apatita, fosfatos secundários da família da crandalita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas e restos de vermiculita;
- **Minério micáceo de topo (mict):** sotoposto ao minério micáceo oxidado apresenta teor de $P_2O_5 \geq 5\%$, $MgO > 1.5\%$ < 2.5 , relação $CaO:P_2O_5$ situada entre 1.32 e 1.35. Material argiloso de cor marrom amarelado a marrom claro, friável, com abundância de vermiculita. Sua mineralogia é composta por; apatita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, vermiculita e raros carbonatos (dolomita e calcita);
- **Minério micáceo médio (micm):** sotoposto ao minério micáceo de topo apresenta teor de $P_2O_5 \geq 5\%$, $MgO > 2.5\%$ 3.5 , relação $CaO:P_2O_5$ entre 1.35 e 1.45. Material argiloso de cor marrom claro, friável, com abundância de vermiculita e flogopita. Os principais minerais são; apatita, magnetita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, vermiculita, flogopita, carbonatos de cálcio e magnésio;
- **Minério micáceo de base (micb):** posicionado na base do nível de saprolito isalterítico apresenta teor de $P_2O_5 \geq 5\%$, $MgO > 3.5\%$ e < 6.0 , relação CaO/P_2O_5 situada entre 1.45 e 1.60. Composto por material argiloso de cor amarelado claro, friável, com abundância de flogopita e pouca vermiculita. Mineralogicamente é composto por apatita, magnetita, ilmenita, anatásio, óxido de ferro, argilas, flogopita carbonatos de cálcio e magnésio;

- **Minério silico-carbonatado rico (msicr):** posicionado no intervalo de intemperismo denominado de Rocha Alterada apresenta teor de $P_2O_5 > 5\%$, $MgO > 6\%$, relação $CaO/P_2O_5 \geq 1.6$. Material semi argiloso de cor cinza esverdeado, semi-compacto, rico em flogopita e vermiculita. Sua mineralogia é composta de; calcita, dolomita, apatita, flogopita, vermiculita, ilmenita, perovskita, magnetita, óxidos de ferro e argilas. Este tipo, apesar de classificado como minério, não é utilizado comercialmente. Atualmente, grandes investimentos estão sendo feitos para definir uma rota para sua valorização como produto comercial. O atual processo de concentração de apatita é incapaz de obter concentrados com teores de P_2O_5 superiores a 33%;
- **Minério silico-carbonatado pobre (msicp):** Ocorre associado ao minério silico carbonatado rico e apresenta teor de $P_2O_5 \leq 8\%$, $MgO > 6\%$, relação $CaO/P_2O_5 \geq 1.6$. Material semi-argiloso de cor cinza, semi-compacto, com abundância de flogopita e rara vermiculita. Mineralogicamente é semelhante ao anterior, porém com menos apatita e ainda sem uma rota de concentração comercial.

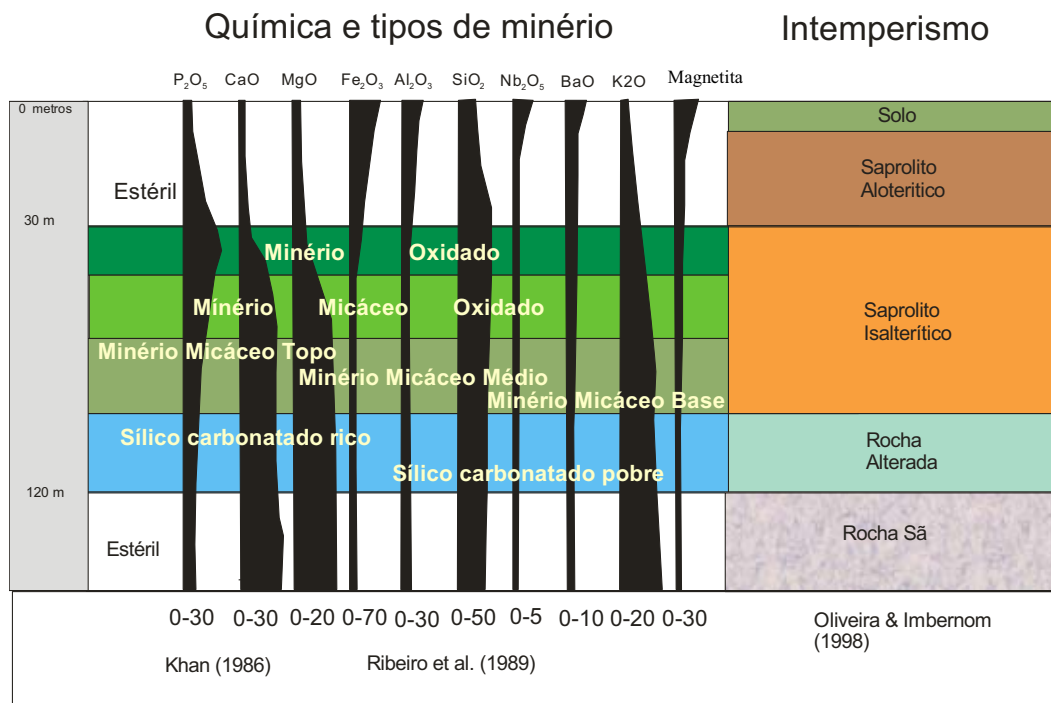


Figura IV.6. Relações entre a química, os tipos de minério e os níveis de intemperismo no Complexo Carbonatítico Catalão I.

4.2 Caracterização do depósito de apatita

Introdução

A caracterização do depósito de apatita foi realizada com o emprego de técnicas estatísticas para o tratamento dos dados químicos, mineralógicos e de processo que compõem o banco de dados de sondagens. No Capítulo I, em métodos, foi apresentado o banco de dados de análises químicas, índices de processo e mineralógicos. As análises químicas são compostas dos elementos P_2O_5 apatítico, P_2O_5 total, CaO, MgO, Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , BaO, Nb_2O_5 , TiO_2 e Tr_2O_3 determinadas por fluorescência de raios X, com exceção do P_2O_5 apatítico calculado a partir do P_2O_5 total e da relação CaO/ P_2O_5 . Os parâmetros de processo (Figura IV.7), gerados por ensaios em bancada são constituídos por recuperação metalúrgica (REC.G), rendimento em massa (REND), teor de P_2O_5 no concentrado de apatita (P_2O_{5cf}), teor de CaO no concentrado de apatita (CaOcf), teor de MgO no concentrado de apatita (MgOcf), teor de Fe_2O_3 no concentrado de apatita (Fe_2O_{3cf}), teor de SiO_2 no concentrado de apatita (SiO_{2cf}), teor de Al_2O_3 no concentrado de apatita (Al_2O_{3cf}), teor de BaO no concentrado de apatita (BaOcf), % de magnetita na alimentação, teor de P_2O_5 no rejeito da flotação (P_2O_{5rf}), resistência à moagem (dureza) e consumo de coletor na flotação de apatita (coletor) e teor de lamas geradas no circuito de moagem (lamas).

Tratamento dos dados

O tratamento dos dados aqui proposto tem por objetivo a utilização do conceito geometalúrgico na redefinição dos tipos de minério. Para tanto, novos parâmetros tiveram de ser re-estudados, seguidos de uma nova caracterização do volume de minério, utilizando técnicas avançadas de tratamento de dados. A base do conceito geometalúrgico passa necessariamente pelos seguintes parâmetros:

1. **Parâmetros magnéticos:** obedece a critérios relacionados às rochas que compõem o complexo. Os seguintes litotipos foram reconhecidos (Capítulo II):
 - Rochas da Série Bebedourítica;
 - Rochas da Série Foscorítica;
 - Rochas da Série Carbonatítica;
 - Rochas de transformação carbo-hidrotermal.

2. **Parâmetros intempéricos:** obedece a critérios relacionados ao intemperismo.

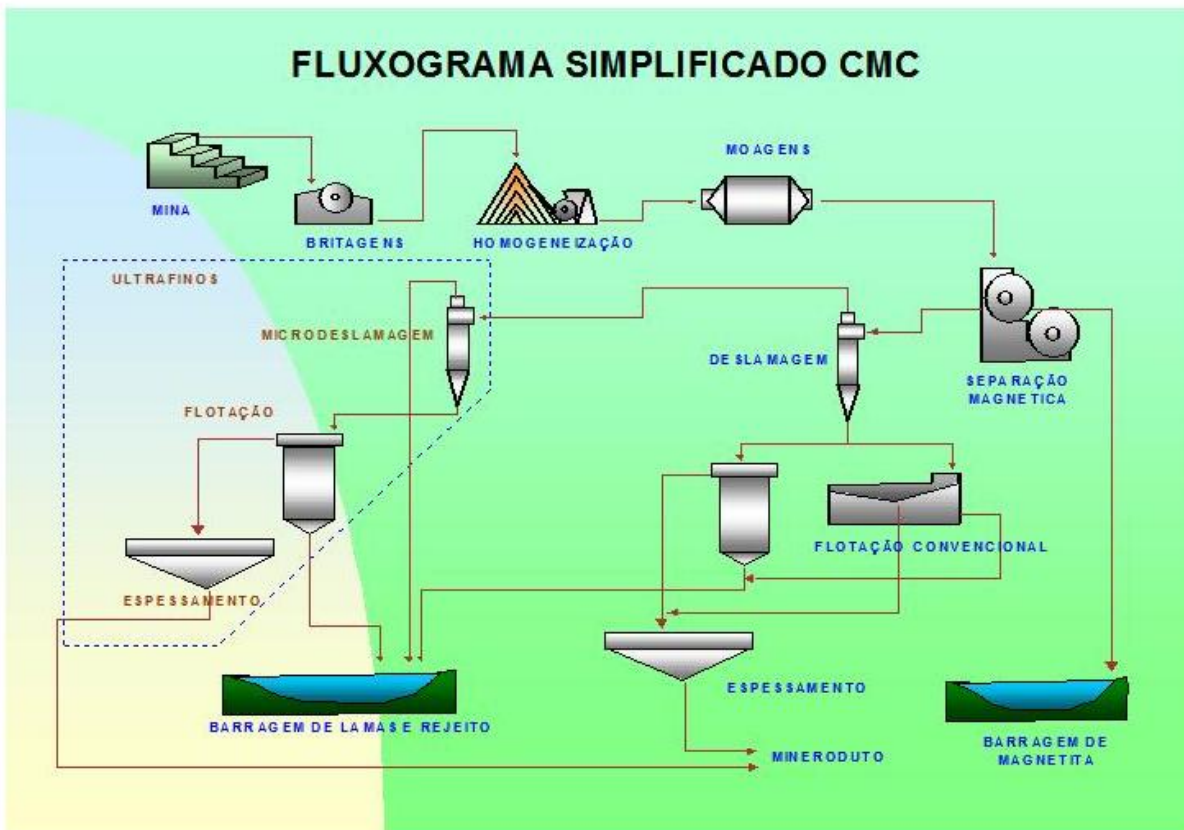
Quatro grandes unidades foram definidas no Capítulo III:

- Saproilito Aloterítico;
- Saproilito Isalterítico;
- Rocha Alterada;
- Rocha Sã.

3. **Parâmetros metalúrgico:** obedece aos critérios de processo, ou parâmetros do de beneficiamento gerados a partir de ensaios realizados em bancada com amostras de furos de sonda. Utilizando procedimentos semelhantes aos empregados na usina de concentração de apatita, estes ensaios fornecem informações que permitem definir os tipos de minério cujo comportamento oferece a melhor resposta do ponto de vista econômico e de aproveitamento da jazida. As técnicas utilizadas para definição dos tipos foram moagem, separação magnética, deslamagem, flotação em bancada, e os parâmetros obtidos foram recuperação global, rendimento em massa, teor de P_2O_5 no rejeito da flotação, e teores de P_2O_5 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , MgO , BaO e SiO_2 no concentrado final da flotação.

O modelamento geometalúrgico do depósito deve, portanto, ser controlado pelos dois processos naturais que atuaram na formação do depósito: o magmático e o intempérico e pela caracterização do depósito utilizando-se dos dados químicos mineralógicos e de processo.

Para tratar os dados, a distribuição dos furos de sonda foi submetida a testes de desagrupamento ou *declustering* (Isaaks & Srivastava, 1989), cujo objetivo é avaliar a existência de possível viés estatístico que pudesse comprometer os resultados do tratamento dos dados. As Figuras IV.8 e IV.9 apresentam a malha de sondagens na forma real e após a regularização e nas Figuras IV.10 e IV.11 são apresentados curvas de isotores da média de P_2O_5 sobre estas malhas.



Teores do Concentrado de apatita

P₂O₅cf
 CaOcf
 MgOcf
 SiO₂cf
 Al₂O₃cf
 Fe₂O₃cf
 BaOcf
 Tr₂O₃cf
 TiO₂cf

CONCENTRADO FINAL

Índices de Processo gerados

Recuperação metalúrgica: REC.G (%)
 Rendimento em massa: REND (%)
 P₂O₅ no rejeito da flotação: P₂O₅rf
 Consumo de Coletor: Coletor (g/t)
 Lamas geradas: Lamas (%)
 Tempo de moagem : Dureza

Figura IV.7. Fluxograma simplificado da usina de beneficiamento de Catalão (Fosfertil) e os índices e teores gerados relativos ao concentrado de apatita gerados.

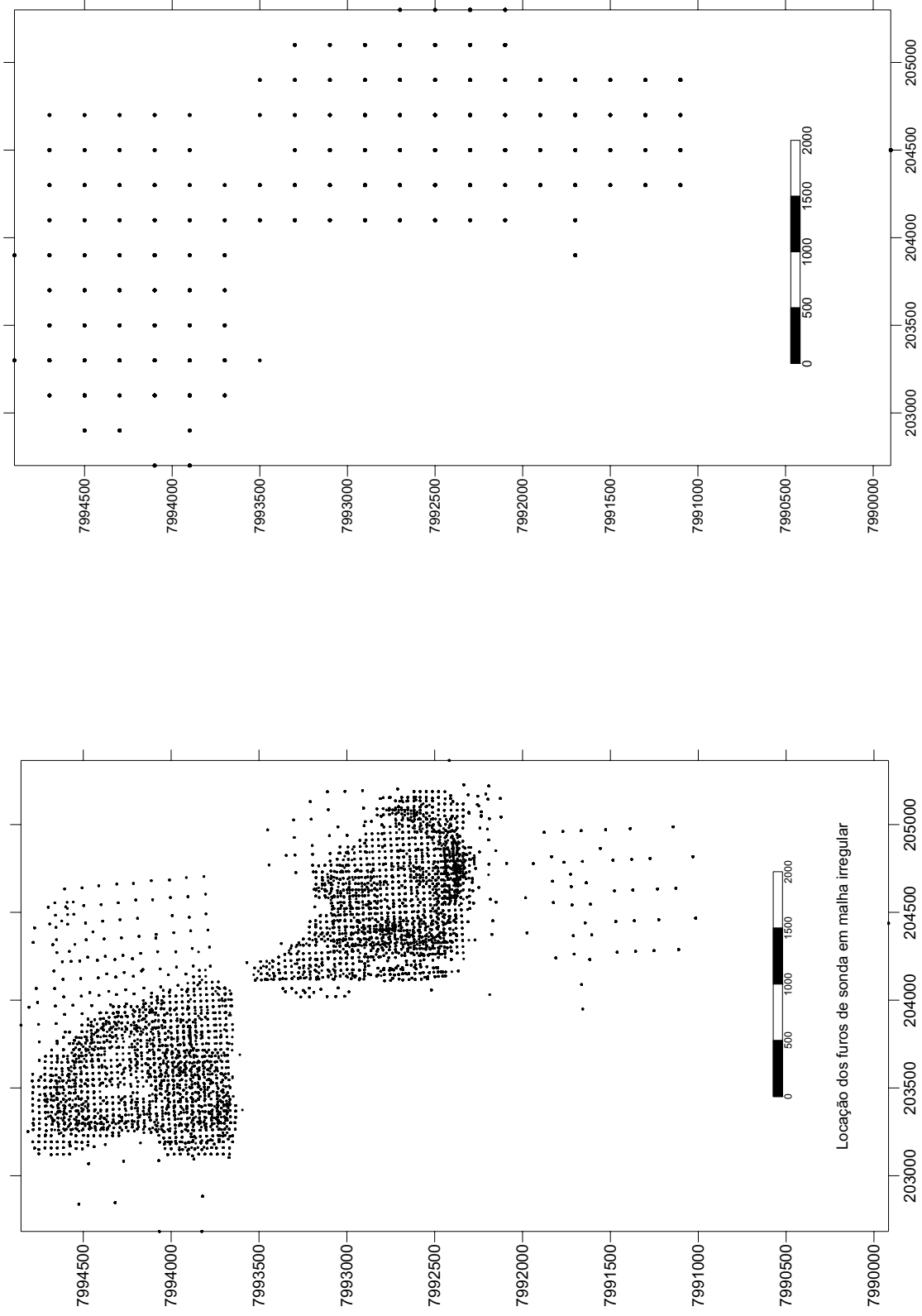


Figura IV.8 e IV.9. Mapas de localização dos furos de sonda apresentados em malha real irregular e malha virtual regularizada pelo processo de desagrupamento para efeito de estudos estatísticos.

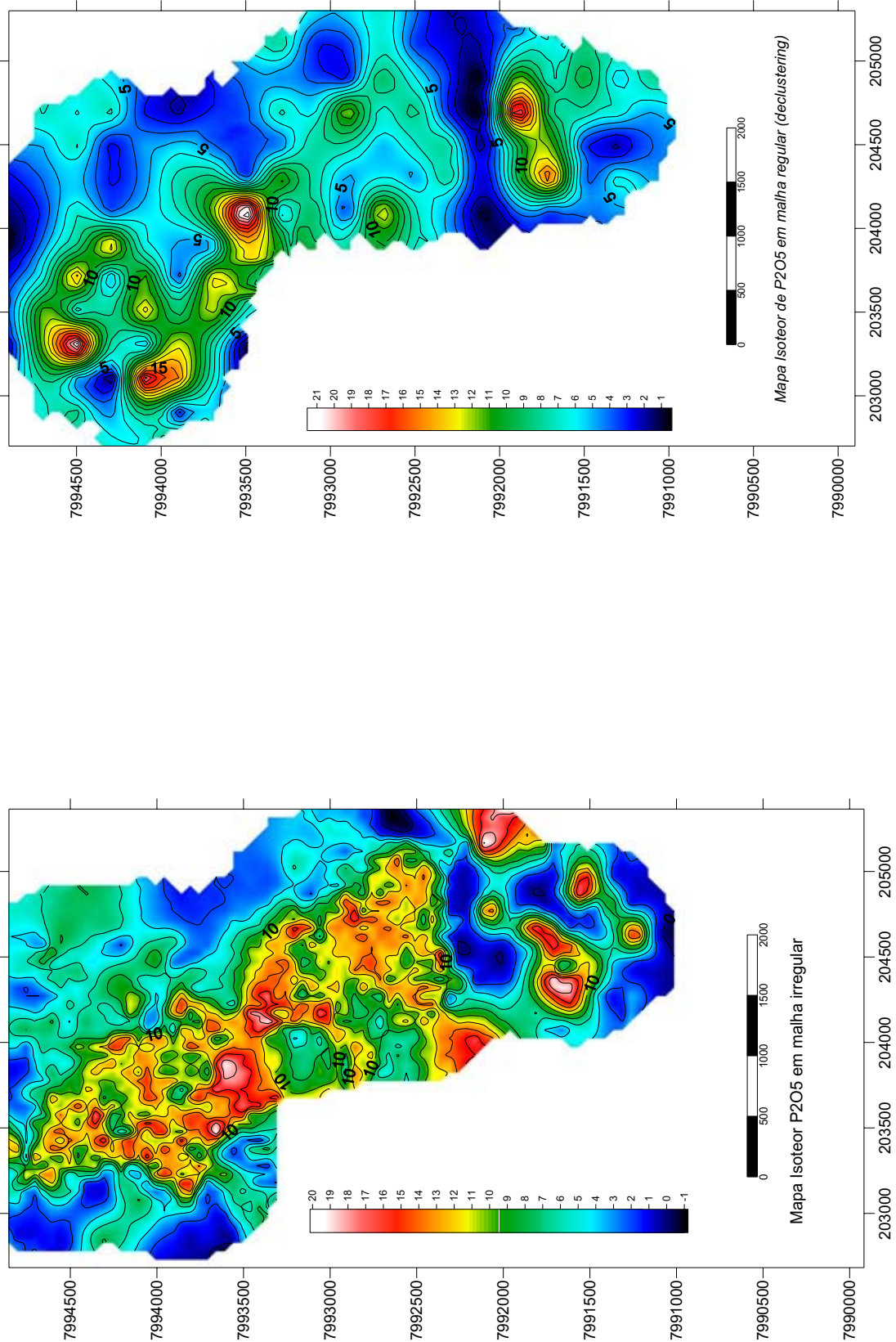


Figura IV.10 e IV.11. Isoiteores médio de P_2O_5 apresentado nas condições de malha irregular e malha regularizada pelo método de desagrupamento (declustering).

Na Tabela IV.1 são apresentados os resultados estatísticos dos dados de P_2O_5 em malha normal (sem regularização) para teor de corte em 5% de P_2O_5 que correspondente ao intervalo de mineralização econômica e na Tabela IV.2, os dados com regularização da malha pelo método de desagrupamento (Isaaks & Srivastava, 1989).

Para analisar visualmente a normalidade dos dados (Gaussiana) de uma distribuição foram usados gráficos de Normal-Probabilidade (Figura IV.12) onde a variável selecionada é plotada em um gráfico de dispersão contra os valores esperados de uma distribuição normal. Se os dados em análise se distribuírem ao longo da linha diagonal do gráfico, ou muito próxima dela, a distribuição é dita normal. Caso contrário, se os dados não se ajustam ao redor da linha da diagonal poderá ser feita uma transformação logarítmica para um ajuste de distribuição lognormal. Para o teste de Normal-Probabilidade os dados foram testados em malha não regular e em malha (Figura IV.12). Estes testes mostraram que:

- ✓ Para $P_2O_5 \geq 5\%$
 - Malha não regular → a distribuição é próxima da normal para valores entre 6 e 16% de P_2O_5 ;
 - Malha regularizada → a distribuição é log-normal para todo intervalo maior do que o corte de 5% de P_2O_5 .

As informações contidas na Tabela IV.1 e IV.2 foram também apresentadas na forma de histogramas (Figura IV.13). Em ambas apresentações visuais observou-se um melhor ajuste da população dos dados com malha regularizada. Com base nestas informações adotou-se para todo tratamento estatístico a utilização de malha com os dados regularizados com o propósito de evitar um viés estatístico.

Tabela IV.1. Tabela de frequência acumulada dos valores de $P_2O_5 \geq 5\%$ referentes ao banco de dados de furos de sonda em malha regularizada em 200 x 200 metros sobre o depósito de apatita

Intervalo de classes	Contagem	Cont. Acumulada	%	% acumulado
4,32<x<=5,67	53	53	4,57	4,57
5,67<x<=7,02	157	210	13,54	18,11
7,02<x<=8,38	208	418	17,94	36,06
8,38<x<=9,73	246	664	21,22	57,29
9,73<x<=11,08	176	840	15,18	72,47
11,08<x<=12,44	157	997	13,54	86,02
12,44<x<=13,79	73	1070	6,29	92,32
13,79<x<=15,14	46	1116	3,96	96,28
15,14<x<=16,49	23	1139	1,98	98,27
16,49<x<=17,85	8	1147	0,69	98,96
17,85<x<=19,20	5	1152	0,43	99,39
19,20<x<=20,55	3	1155	0,25	99,65
20,55<x<=21,91	2	1157	0,17	99,82
21,91<x<=23,26	1	1158	0,08	99,91
23,26<x<=24,61	1	1159	0,08	100,00

Tabela IV.2. Tabela de frequência acumulada dos valores de $P_2O_5 \geq 5\%$ referentes ao banco de dados de furos de sonda em malha não regularizada sobre o depósito de apatita

Intervalo de classes	Contagem	Cont. Acumulada	%	% acumulado
3,95<x<=6,05	1524	1524	8,42	8,42
6,05<x<=8,15	3149	4673	17,41	25,83
8,15<x<=10,25	3702	8375	20,46	46,30
10,25<x<=12,35	3563	11938	19,70	66,00
12,35<x<=14,45	2771	14709	15,32	81,32
14,45<x<=16,55	1780	16489	9,84	91,17
16,55<x<=18,65	979	17468	5,41	96,58
18,65<x<=20,75	399	17867	2,20	98,78
20,75<x<=22,85	149	18016	0,82	99,61
22,85<x<=24,95	52	18068	0,28	99,90
24,95<x<=27,05	13	18081	0,07	99,97
27,05<x<=29,15	4	18085	0,02	99,99
29,15<x<=31,25	0	18085	0,00	99,99
31,25<x<=33,35	0	18085	0,00	99,99
33,35<x<=35,45	1	18086	0,00	100,00

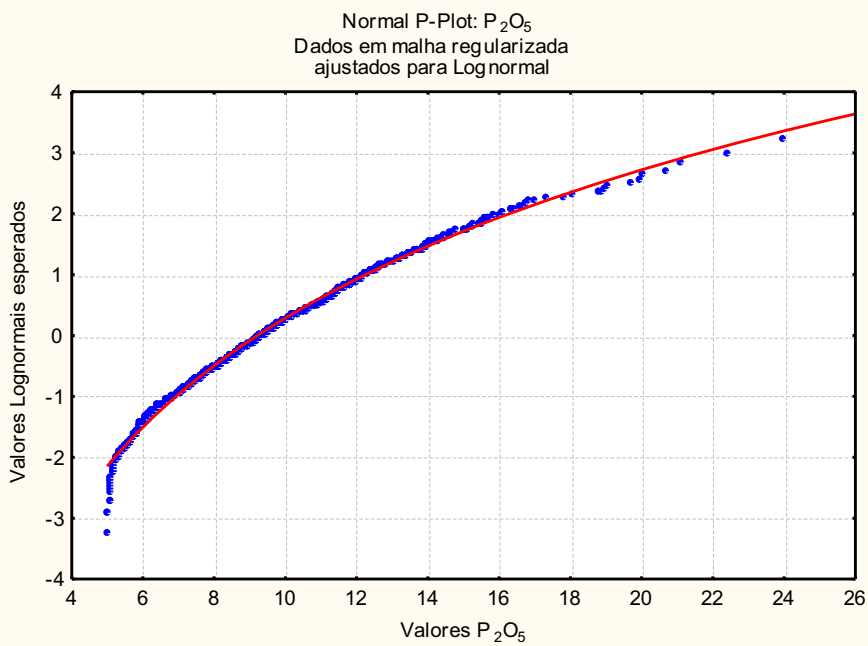
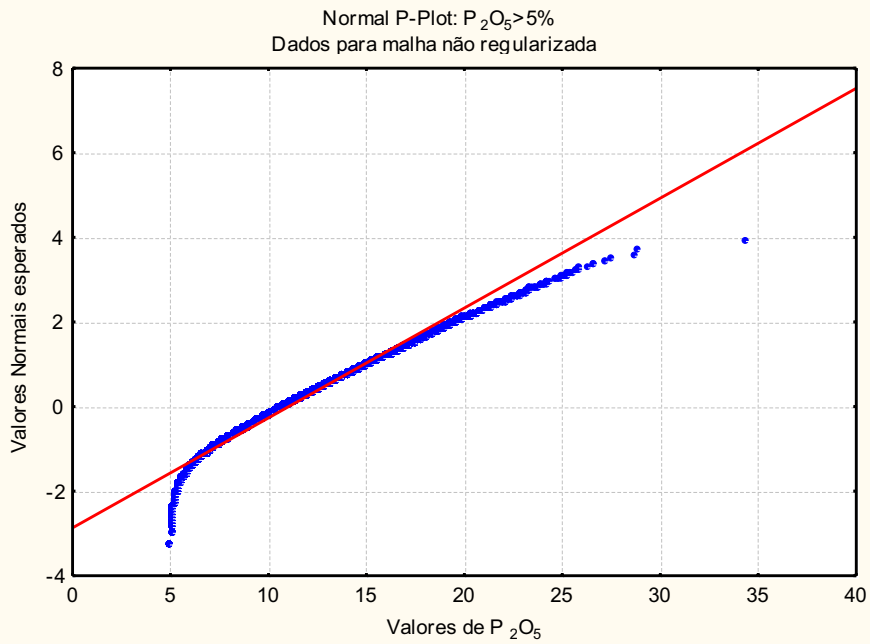
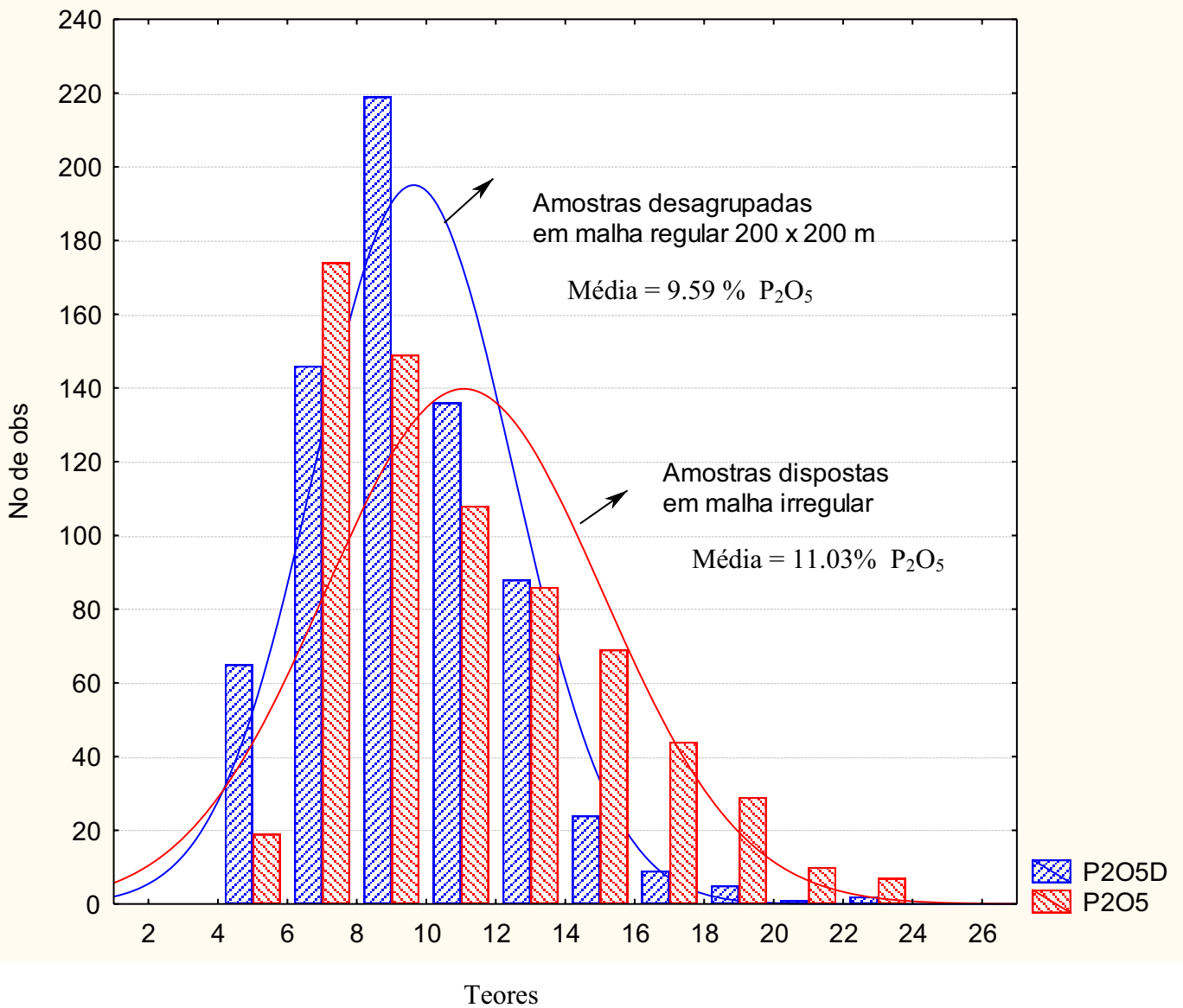


Figura IV.12. Gráficos de Normal-Probabilidade para a variável P_2O_5 nas seguintes condições: a) $P_2O_5 > 5\%$ para malha irregular; b) $P_2O_5 > 5$ para malha regularizada. Observa-se que o ajuste para lognormal aplicado sob malha regularizada respondeu de forma mais satisfatória do que os dados sob malha não regularizada.



a) Histograma azul: Estatística Descritiva (ftotdv2) (malha não regularizada)

	Média	Desvio padrão	Minimo	Máximo	Número de amostras	No. Casos ausentes
P ₂ O ₅	11.03	3.78	5.00	34.40	18097	0

b) Histograma vermelho: Estatística Descritiva (fdcluster200) (malha regularizada)

	Média	Desvio padrão	Minimo	Máximo	Número de amostras	No. Casos ausentes
P ₂ O ₅	9.59	2.77	5.00	23.94	1159	0

Figura IV.13. Histograma das médias de P₂O₅D (com malha regular) P₂O₅ (com malha irregular). O desvio da média do P₂O₅ na malha irregular para valores mais altos mostra o efeito tendencioso da amostragem na busca por teores mais elevados do depósito.

Para analisar o comportamento dos elementos MgO, CaO, CaO/P₂O₅, Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅T, TiO₂, Nb₂O₅, BaO e Tr₂O₃ que participam do depósito de apatita os dados são mostradas nas Tabelas IV.3.

Tabela IV.3. Estatística básica do conjunto de dez maiores elementos que estão associados ao depósito de apatita.

Variáveis	Casos válidos	Média	Mínimo	Máximo	Variância	Desv. Padrão.	Simetria	Curtose
MgO	1133	4,33	0,18	28,78	14,67	3,83	1,38	2,73
CaO	1159	14,71	6,08	36,13	20,14	4,49	0,76	1,17
Fe ₂ O ₃	1147	26,41	7,47	71,22	82,33	9,07	1,46	3,19
Al ₂ O ₃	1136	2,87	0,10	27,05	6,45	2,54	3,46	18,56
SiO ₂	1056	22,21	2,78	53,49	68,54	8,28	0,42	0,11
P ₂ O ₅ T	1159	11,00	4,32	24,43	7,50	2,74	0,53	1,07
TiO ₂	842	4,81	0,10	17,90	5,09	2,26	1,40	3,52
NbO ₅	1034	0.3	0.01	1.9	0.0	0.17	2.68	12.9
BaO	1103	2,26	0,07	15,30	5,34	2,31	2,22	6,21
Tr ₂ O ₃	743	2,58	0,00	17,62	5,32	2,31	2,16	7,91
CaO/P ₂ O ₅	1159	1,53	0,49	10,97	0,67	0,82	3,71	24,77

Os resultados apresentados na Tabelas IV.3 foram também plotados em gráfico (Figura IV.14) para ressaltar visualmente a distribuição das médias destes elementos no depósito.

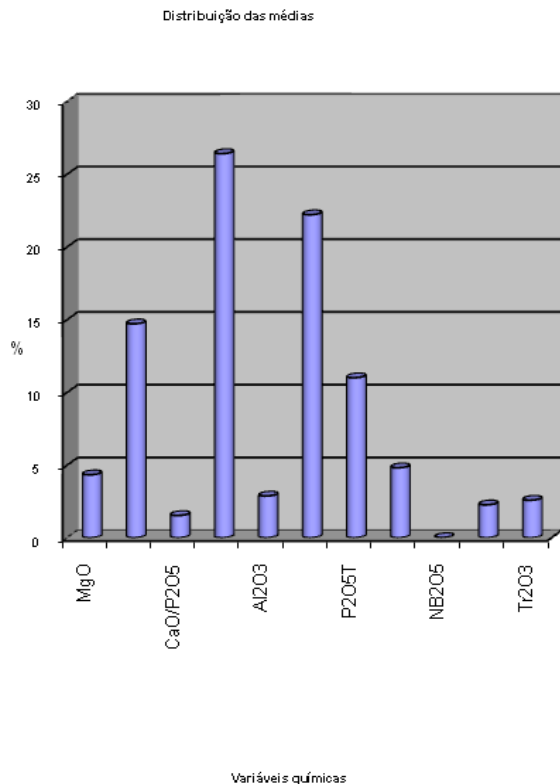


Figura IV.14. Apresentação das médias de MgO, CaO, CaO/P₂O₅, Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅T, TiO₂, Nb₂O₅, BaO e Tr₂O₃ que participam do depósito de apatita. OBS: os dados foram filtrados para P₂O₅>=5%.

Para analisar as relações entre os parâmetros químicos e de processo com os tipos de minério, litologias e tipo de apatita foi utilizada a técnica Estatística por Grupos (*Breakdown*). O programa calcula a estatística descritiva e suas correlações para as variáveis dependentes em cada um dos grupos definidos por um ou mais agrupamento de variáveis independentes.

As variáveis químicas analisadas foram: P_2O_5 apatítico, P_2O_5 total (apatítico + fosfatos secundários e fosfatos de terras raras), CaO total (apatítico + carbonatos), MgO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , e a relação CaO/ P_2O_5 . As variáveis metalúrgicas foram determinadas a partir de ensaios de bancada (em laboratório) sobre amostras de furos de sonda com o objetivo de obter a Recuperação Metalúrgica (REG.G), a Recuperação em Massa (REND) e o teor de P_2O_5 no rejeito da flotação. Para determinação destes parâmetros foi fixado o teor de P_2O_5 no concentrado final entre 35,5 e 36,5 %. A determinação do tipo de apatita por litologia e dos tipos de minério foram obtidos a partir de inúmeros trabalhos desenvolvidos inicialmente por Lenharo (1994), Toledo (1999), Imbernon (1993), Khan (1987) e posteriormente pela empresa Fosfertil.

Três etapas de análise estatística foram executadas: na primeira gerou-se tabelas e gráficos para análise e visualização das relações existentes entre tipos de minério com as variáveis químicas e metalúrgicas. Na segunda análise, verificou-se as relações existentes entre tipos de apatita com as variáveis químicas e metalúrgicas; e na terceira, buscou-se as relações entre litologias que deram origem ao minério e as variáveis químicas e metalúrgicas mais importantes.

As Tabelas IV.4 e IV.5 e as Figura IV.15, IV.16, IV.17, IV.18, IV.19 mostram as relações existentes entre os tipos de minério: oxidado, micáceo-oxidado, micáceos topo e médio, micáceo de base e sílico-carbonatado, os parâmetros químicos e de processo. O objetivo é mostrar como é a média global da jazida (para um concentrado de 35-36% de P_2O_5) para os parâmetros analisados e como estes parâmetros se comportam com a variação dos tipos de minério ao longo do perfil de intemperismo.

Tabela IV.4. Distribuição dos teores químicos por tipo de minério.

Variáveis	Tipos	Oxidado	Micáceo Oxidado	Micáceo Topo e Médio	Micáceo Base	Sílico carbonatado
P ₂ O ₅	Média	10.91	12.27	11.15	10.70	8.64
	Desvio Pad.	3.33	3.78	3.39	3.20	2.79
P ₂ O _{5T}	Média	13.05	13.80	12.05	11.43	9,08
	Desvio Pad.	3.06	3.35	3.13	3.04	2,33
CaO	Média	14.08	16.41	15.44	15.13	16.06
	Desvio Pad.	4.24	5.45	5.42	5.12	6.29
Fe ₂ O ₃	Média	29.68	29.47	23.65	23.48	19.77
	Desvio Pad.	10.48	10.93	6.63	6.79	6.44
SiO ₂	Média	20.38	19.97	23.59	23.50	21.93
	Desvio Pad.	10.17	10.88	11.18	10.29	8.55
Al ₂ O ₃	Média	1.81	1.84	2.67	2.87	2.74
	Desvio Pad.	1.11	1.28	1.62	1.71	2.17
BaO	Média	4.08	2.69	2.11	1.86	1.48
	Desvio Pad.	4.13	3.42	2.39	2.22	1.59
CaOP ₂ O ₅	Média	1.07	1.17	1.27	1.36	1.92
	Desvio Pad.	0.13	0.22	0.30	0.65	1.03
TiO ₂	Média	4.98	5.24	5.91	5.80	4.90
	Desvio Pad.	2.34	2.81	3.12	2.99	2.77
Tr ₂ O ₃	Média	3.95	3.00	2.98	2.70	2.11
	Desvio Pad.	3.11	2.39	2.11	1.91	1.71
MgO	Média	0.37	1.38	4.16	5.57	10.57
	Desvio Pad.	0.12	0.85	0.83	0.69	3.31
Nb ₂ O ₅	Média	0.42	0.35	0.34	0.31	0.28
	Desvio Pad.	0.57	0.32	0.42	0.24	0.24

Tabela IV.5. Distribuição das variáveis metalúrgicas por tipo de minério. $P_2O_5cf = P_2O_5$ do concentrado de apatita; REC.G= recuperação metalúrgica; REND= rendimento em massa; $CaOcf$, Al_2O_3CF $BaOCF$ Fe_2O_3CF $MgOCF$ SiO_2CF elementos maiores no concentrado de apatita; Coletor = óleo graxo utilizado na flotação para geração das espumas coletoras de apatita; Lamas = material <20 micras gerado pela moagem e já existente no minério; Dureza = tempo de moagem do minério; $P_2O_5rf = P_2O_5$ analisado no rejeito da flotação.; Magnetita = % de magnetita extraída com separador magnético.

Variáveis	Tipos	Oxidado	Micáceo Oxidado	Micáceo Topo e Médio	Micáceo Base	Sílico carbonatado
P_2O_5CF	Média	36.38	36.49	35.74	35.59	32.75
	Desvio Pad.	3.09	2.59	2.56	2.98	4.60
RECG	Média	63.71	64.64	65.07	66.41	64.19
	Desvio Pad.	14.62	12.97	13.37	13.63	15.13
REND	Média	18.99	20.63	19.72	19.76	17.88
	Desvio Pad.	7.70	8.03	7.75	7.60	7.17
CaO_{CF}	Média	47.55	48.12	47.99	47.91	47.85
	Desvio Pad.	4.63	3.96	3.53	3.11	3.81
Al_2O_3CF	Média	0.50	0.52	0.48	0.51	0.44
	Desvio Pad.	0.41	0.48	0.49	0.58	0.55
BaO_{CF}	Média	4.16	1.89	1.68	1.48	1.30
	Desvio Pad.	7.10	4.02	3.34	2.94	2.25
Coletor	Média	820.16	659.08	547.01	529.33	431.17
	Desvio Pad.	323.30	267.89	218.80	206.02	202.08
Lamas	Média	23.47	26.12	28.52	29.20	30.73
	Desvio Pad.	7.58	8.13	8.97	9.21	9.85
Dureza	Média	8,10	8,63	7,13	6,30	5,58
	Desvio Pad.	5,37	4,76	3,35	2,16	2,49
Fe_2O_3CF	Média	3.18	3.18	2.60	2.83	2.47
	Desvio Pad.	2.49	2.10	1.27	2.47	1.44
MgO_{CF}	Média	0.30	0.60	0.82	1.01	2.59
	Desvio Pad.	0.22	0.38	0.56	0.84	2.44
P_2O_5RF	Média	4.20	4.54	3.99	3.37	3.08
	Desvio Pad.	3.09	3.71	3.32	2.54	2.80
SiO_2CF	Média	1.68	2.39	2.89	2.94	2.69
	Desvio Pad.	1.49	1.84	2.03	2.16	2.32
Magnetita	Média	10.10	15.59	12.14	11.54	10.28
	Desvio Pad.	7.65	11.06	8.45	8.35	7.39

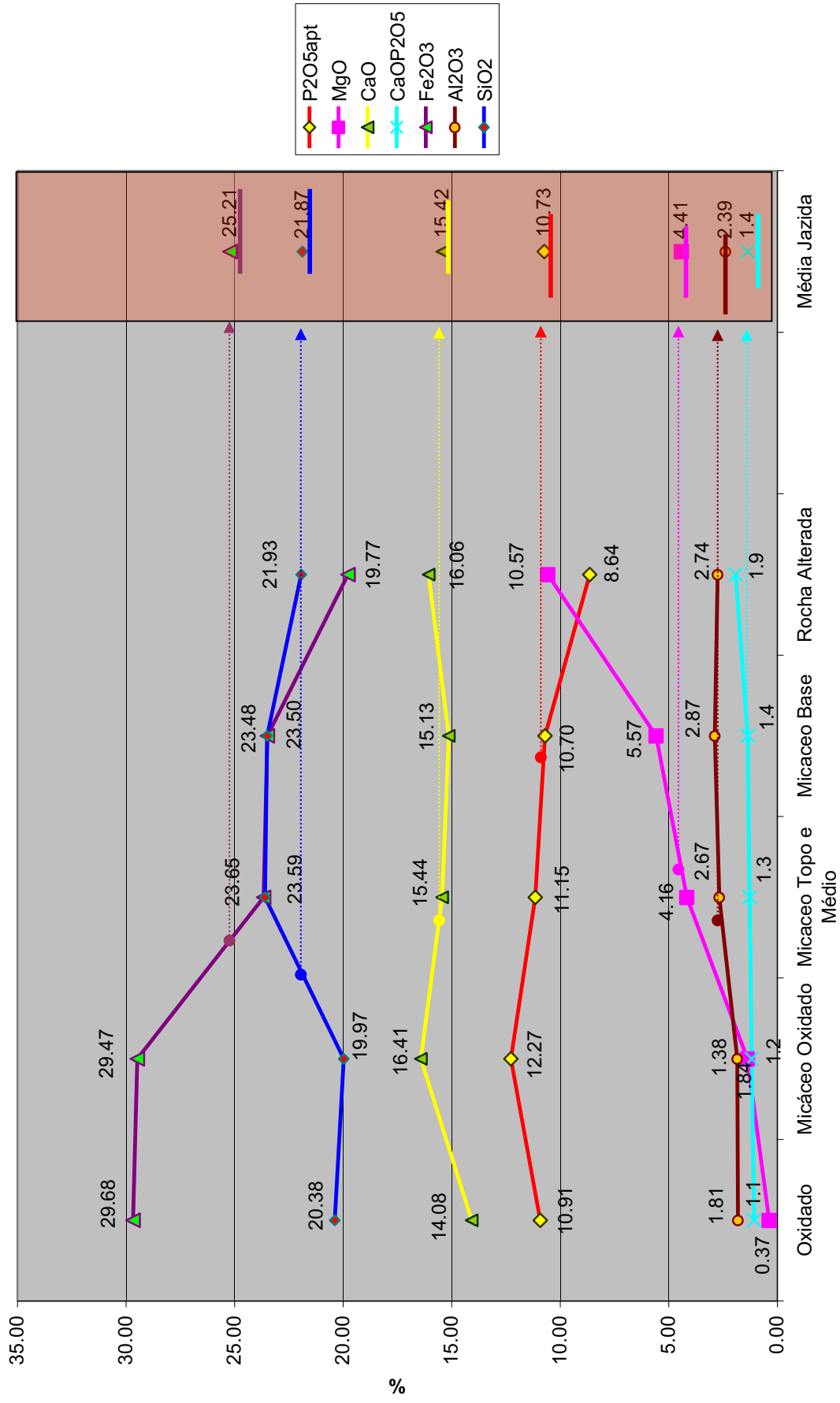


Figura IV.15. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. P_2O_{5apt} = fósforo de apatita

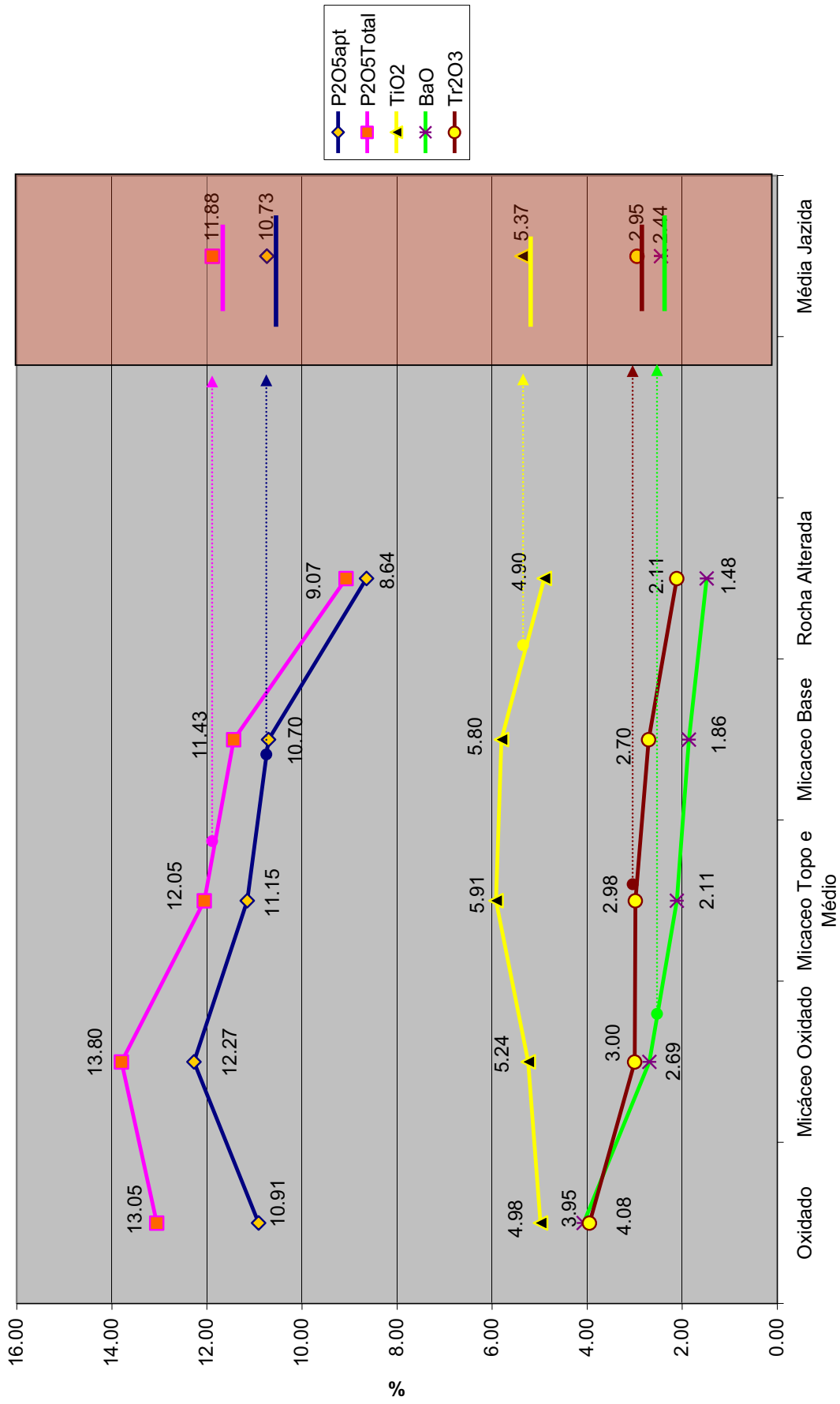


Figura IV.16. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. $P_2O_{5apt} = \text{fósforo de apatita}$. $P_2O_{5T} = P_2O_5$ da apatita + fosfatos secundários

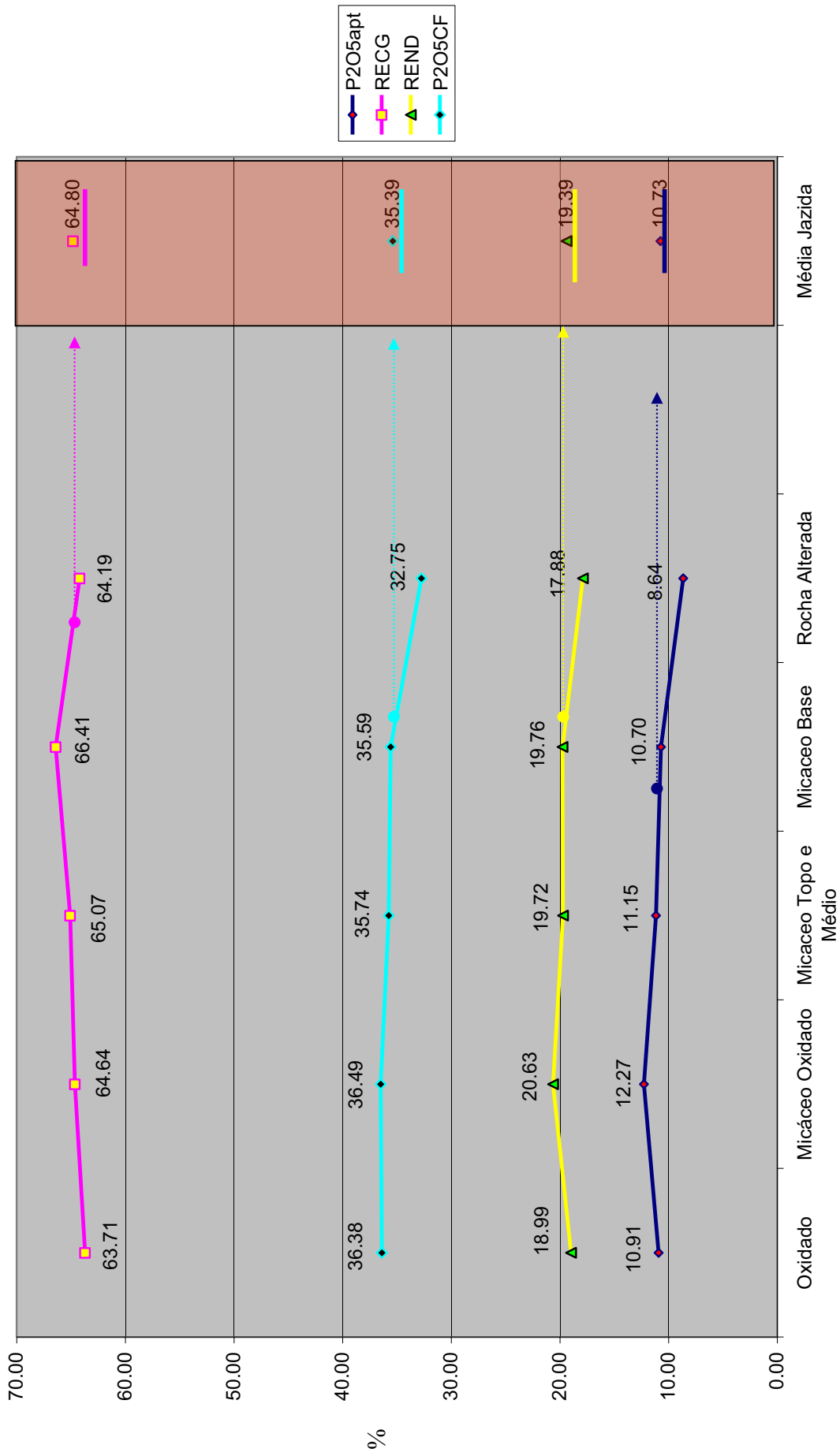


Figura IV.17. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. P_2O_{5apt} = fósforo de apatita. RECG = recuperação metalúrgica. REND = rendimento em massa. P_2O_5CF = teor de P_2O_5 no concentrado final.

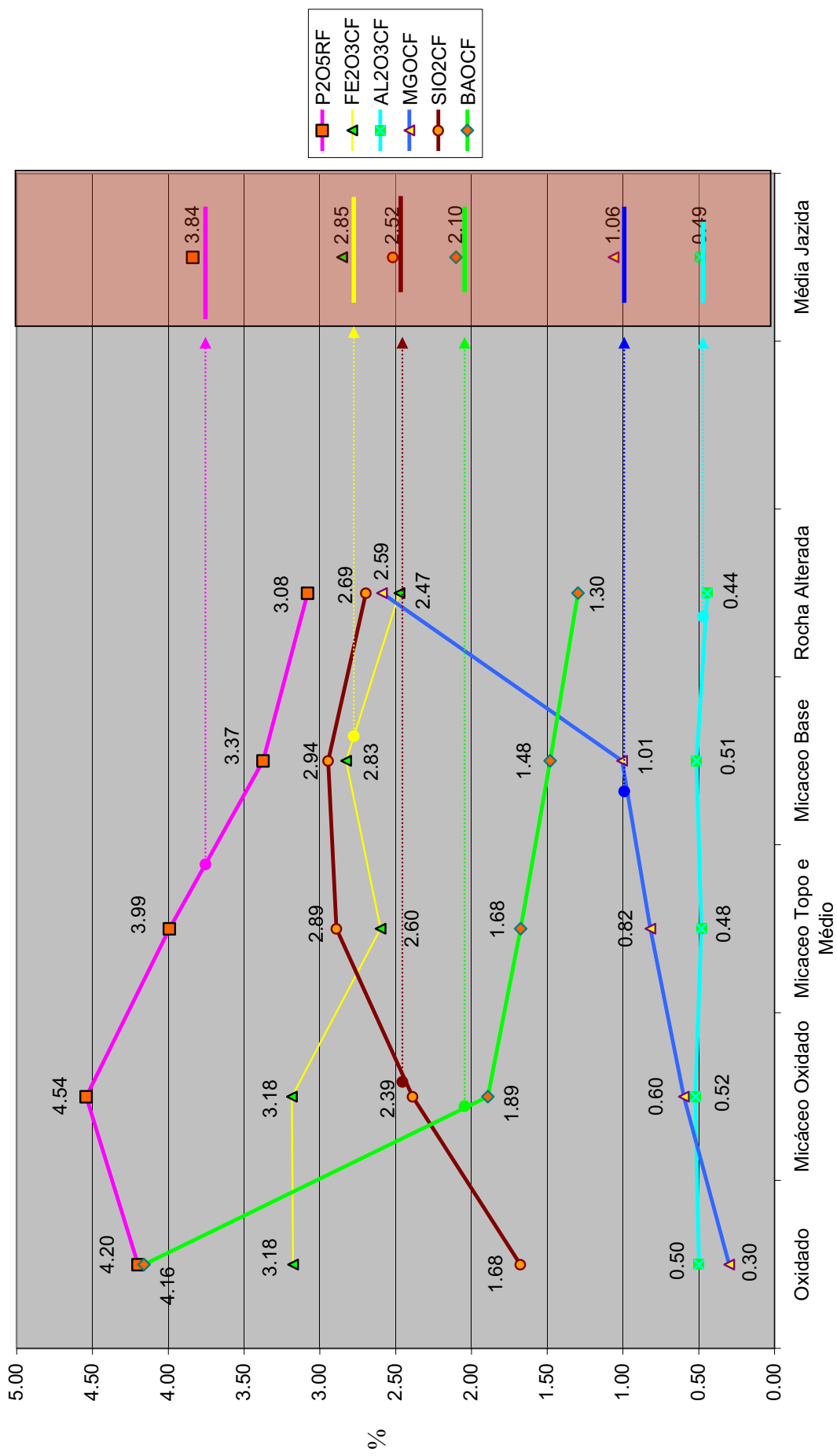


Figura IV.18. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. $P_2O_{5rf} = P_2O_5$ analisado no rejeito da flotação (esta relacionado a apatita e fosfatos secundários não flotados). CF = analisado no concentrado final.

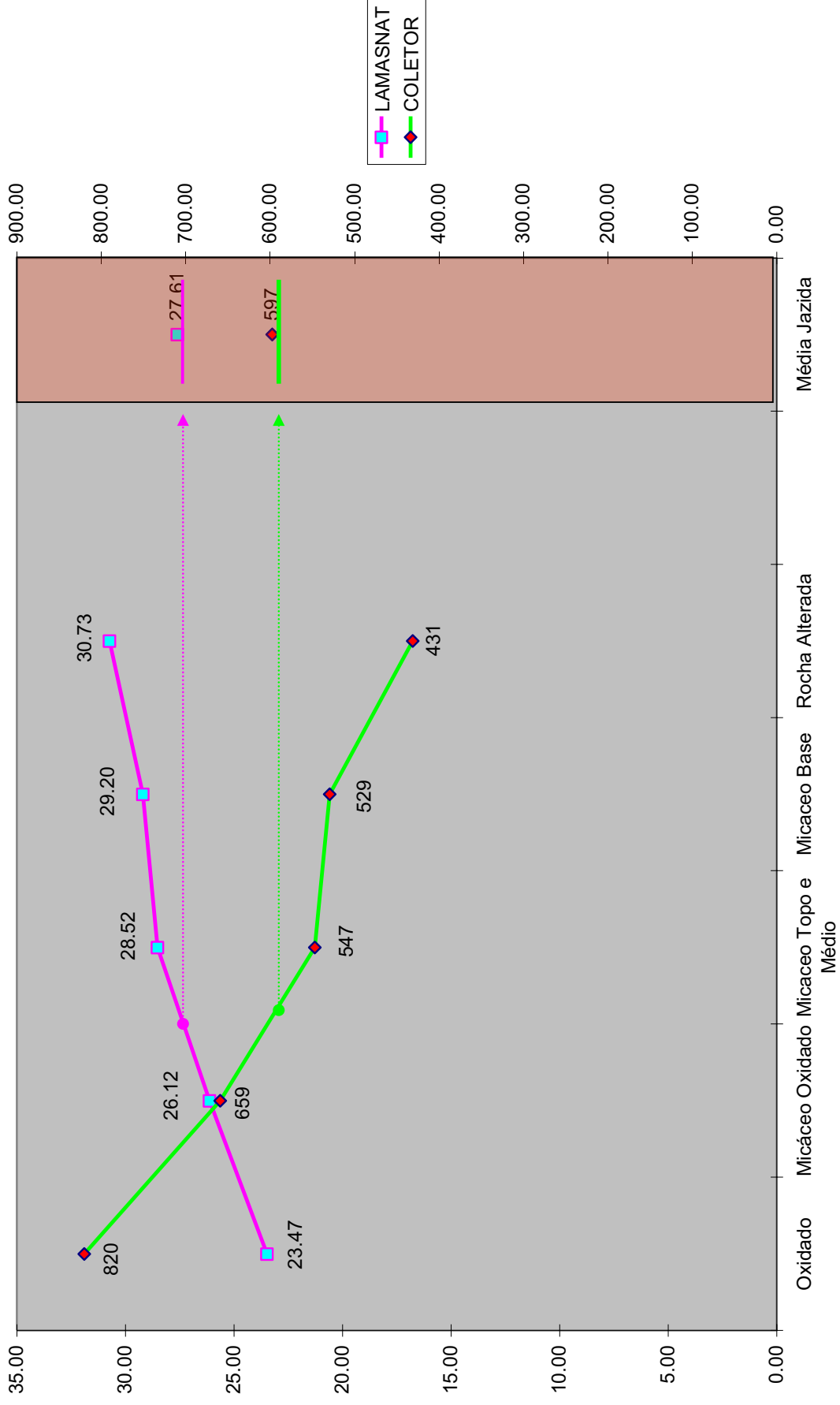


Figura IV.19. Relações entre química e tipologia na jazida de fosfato. Coletor = reagente saponáceo utilizado na flotação da apatita (em g/t de concentrado produzido). Lamas = material fino tamanho argila produto do intemperismo da alteração de diversos minerais.

Pode-se ressaltar que:

- O Fe_2O_3 se enriquece nas tipologias minério oxidado e minério micáceo-oxidado e decresce progressivamente nas tipologias micáceas e sílico carbonatadas;
- O MgO empobrece bruscamente nas tipologias oxidadas e se enriquece rapidamente em direção aos micáceos e sílico carbonatados;
- O P_2O_5 total e P_2O_5 apatítico apresentam comportamento similar crescendo ao máximo no minério micáceo oxidado e decrescendo progressivamente em direção aos micáceos e sílico carbonatados;
- O “coletor” (concentração do óleo sintético utilizado na flotação da apatita) é a única variável geometalúrgica que mostra uma acentuada variação entre as tipologias, tendo seu ápice nos minérios oxidados e decrescendo progressivamente em direção aos micáceos e sílico-carbonatado.

Para as outras variáveis, químicas e metalúrgicas, as variações são menores. Mas, não menos importantes, fazendo com que todas contribuam na caracterização da cada tipo de minério.

A partir destes gráficos foi possível extrair informações básicas, tanto químicas como metalúrgicas que podem ser anexadas às características já conhecidas dos tipos de minério. Os principais novos parâmetros foram os de processo visto que quando da definição dos tipos de minério Kahn (1987) e Ribeiro (1990) utilizaram-se principalmente das características químicas do depósito para proporem as divisões atualmente em uso. Desta forma, os parâmetros de processo que mais se destacaram com a variação tipológica foram:

- Coletor;
- Lamas;
- Magnésio no concentrado final;
- Sílica no concentrado final.

*Tratamento dos dados metalúrgicos categorizados por tipo de apatita **

O objetivo deste tratamento é analisar as relações existentes entre tipos de apatita e variáveis tipológicas, químicas e metalúrgicas com a finalidade de tornar a atual definição tipológica também geometalúrgica. O conhecimento dessas correlações poderá contribuir na resolução de muitos problemas relacionados aos processos de concentração de apatita nas usinas de beneficiamento.

Toledo (1999) e Lenharo (1994) estudaram os efeitos do intemperismo sobre apatita do complexo Catalão I e observaram pelo menos sete tipos de apatita entre as variedades primárias, hidrotermais e supérgenas. Entretanto, alguns destes tipos têm apenas importância acadêmica e assim carecem de importância tecnológica. Neste estudo serão considerados somente três tipos de apatita:

- 1) Apatita primária ou magmática;
- 2) Apatita secundária ou supérgena:
 - ✓ Apatita supérgena ou secundária é derivada da recristalização no perfil intempérico em ambiente com disponibilidade de Ca e sub-saturado em alumínio, tendo o P como um derivado da dissolução de apatitas de foscoritos;
- 3) Apatita mista formada por apatita primária + fosfatos secundários (crandalitas):
 - ✓ Apatita primária associada a fosfatos secundários da família das crandalitas. Os fosfatos da série das crandalitas são produtos da alteração da apatita em meio ácido com disponibilidade de Al, e a apatita primária um remanescente original do flogopitito e/ou foscorito.

* A fonte dos dados utilizada neste item foram os relatórios e anotações internas da Fosfertil derivadas de trabalho sistemático com microscópio ótico coletadas entre 1986 e 1996. O trabalho realizado pela empresa consistia em avaliar para cada amostra processada em bancada o tipo de apatita quando isto fosse possível. Neste trabalho foi avaliado: o grau de impregnação da apatita por óxidos de ferro, o grau de corrosão, o grau de inclusões e uma avaliação do tipo de apatita, se supérgena, primária ou mista (primária + secundária) de modo visual. Apesar da acuracidade do método utilizado ser bastante questionável, periodicamente, trabalhos executados pela Paulo Abib Engenharia utilizando técnicas mais apropriadas, como separação dos minerais por líquidos densos, dava credibilidade relativa ao trabalho da Fosfertil. No trabalho executado pelo autor observou-se a existência de coerência entre o tipo de apatita descrita e o grau de intemperismo associado.

A primeira abordagem dos dados se deu por meio da Estatística por Grupos, onde foram reunidas variáveis químicas e de processo categorizadas por tipo de apatita.

A Tabela IV.6 e a Figura IV.20 resumem as relações mais importantes entre metalurgia e tipo de apatita e uma associação interpretada com tipos de minério. A Figura IV.21 estabelece as relações químicas com tipos de apatita.

Tabela IV.6. Teores químicos e de processo por tipo de apatita.

Variáveis	Tipo de apatita	Fosfato secundário + apatita primária	Apatita Primária	Apatita Supérgena	Total
P₂O₅Rei flotação	Média	4,45	4,51	12,17	4,75
	Desv. pad	3,4	3,72	4,43	3,81
Recuperação global	Média	64,54	66,8	40,6	64,12
	Desv. Pad	13,62	13,27	7,82	14,19
P₂O₅	Média	10,86	10,96	15,37	11,05
	Desv. Pad	3,29	4,48	2	3,64
MgO	Média	2,2	7,51	1,75	3,32
	Desv. pad	2,87	4,95	1,88	4,04
CaO	Média	14,21	19,24	20,48	15,52
	Desv. Pad	4,4	6,53	3,54	5,41
Fe₂O₃	Média	29,33	22,45	26,81	27,76
	Desv. Pad	10,69	8	8,27	10,47
Al₂O₃	Média	2,01	1,81	1,49	1,95
	Desv. Pad	1,4	2,12	1,02	1,58
SiO₂	Média	22,42	19,3	17,13	21,55
	Desv. Pad	10,89	9,01	7,93	10,53
P₂O₅Total	Média	12,53	11,25	16,22	12,4
	Desv. Pad	3,07	4,58	2,05	3,54
Rendimento em massa	Média	19,05	22,72	15,56	19,7
	Desv. Pad	7,42	9,33	3,7	7,95
CAO/P₂O₅	Média	1,12	1,9	1,29	1,3
	Desv. Pad	0,15	0,93	0,61	0,56

Relações entre parâmetros metalúrgicos e tipo de apatita

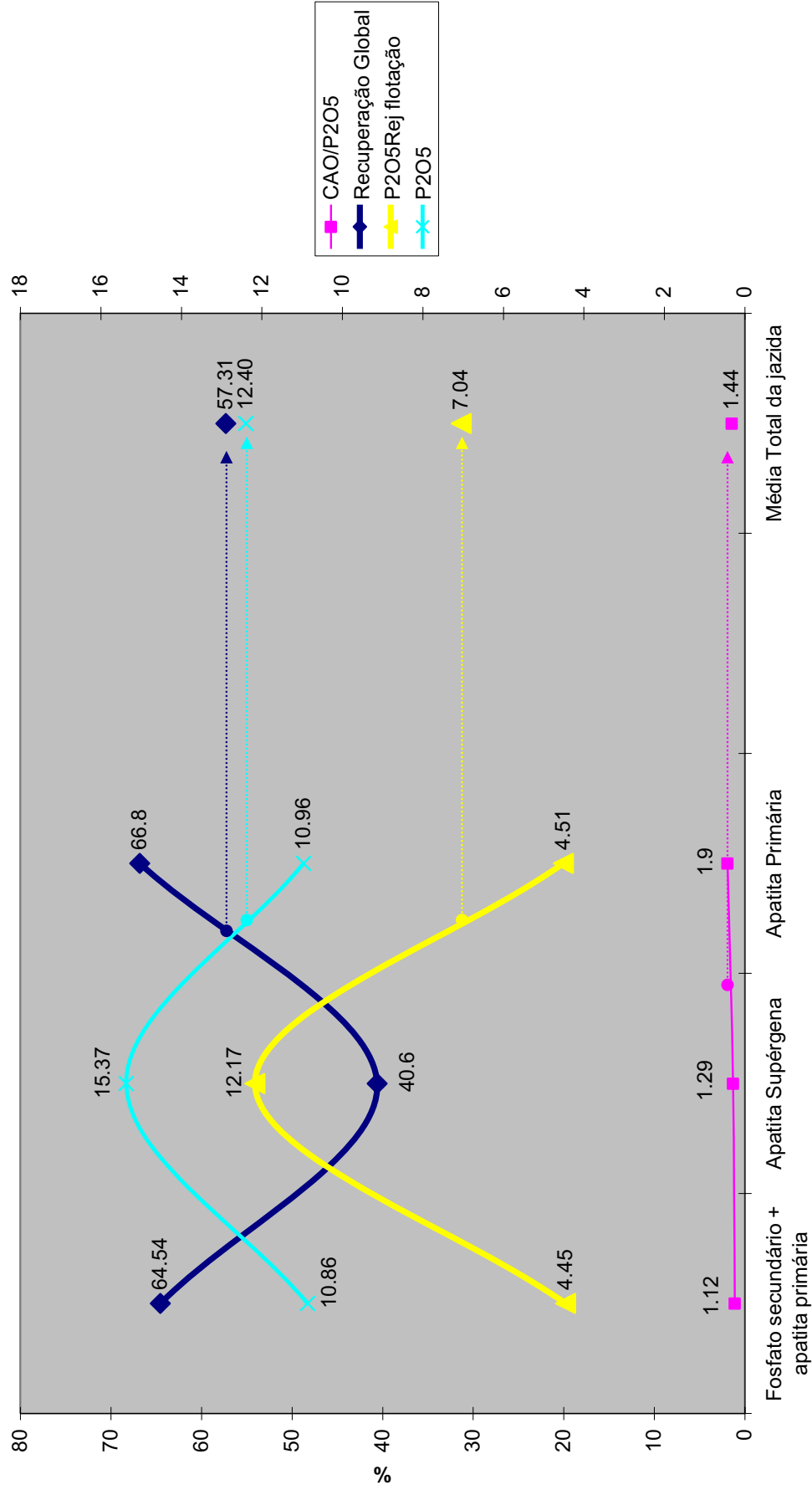


Figura IV.20. Relação entre parâmetros de processo, químicos e tipos de minério.

Relações entre parâmetros metalúrgicos e tipo de apatita

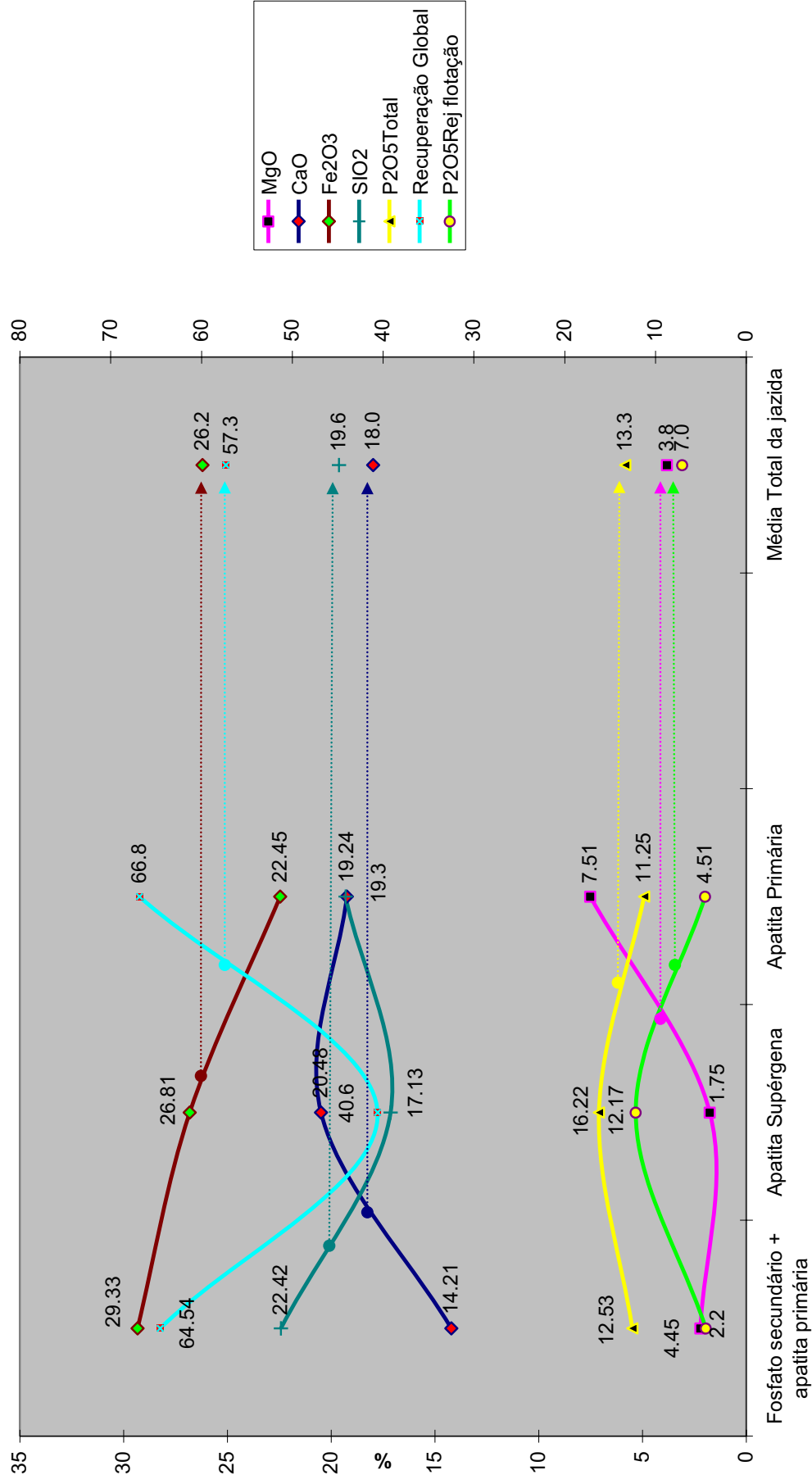


Figura IV.21. Relações entre parâmetros de processo químicos e tipos de minério.

Os resultados mostrados nos gráficos ressaltam as associações dos índices de recuperação global da apatita obtidos por ensaio de bancada. A Figura IV.19 mostra que para relações $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ mais elevadas (± 1.9), correspondente aos minérios do tipo micáceo base, a apatita é primária e o índice de recuperação atinge seu ponto mais levado. Assim como o menor índice de recuperação está associado a minérios oxidados, onde a apatita dominante é do tipo supérgena. Estudos realizados por Toledo (1999) e Ferrari (2000) mostraram que no perfil de intemperismo a dissolução da apatita sem a presença de alumínio pode resultar na recristalização da apatita nas zonas imediatamente inferiores do perfil isalterítico. Em um primeiro momento, se dá a dissolução da apatita quando o pH se torna bastante ácido; em um segundo momento o fósforo migra para os níveis inferiores onde o pH ainda é básico devido à presença do Ca e Mg e então acontece a recristalização da apatita, porém em condições físico-químicas muito diferentes daquelas formadas em condições de câmara magmática. Nessas condições atmosféricas de recristalização, a apatita se associa com ganga gerando cristais impuros e mal formados, às vezes envolvendo os cristais magmáticos originais. O resultado são apatitas recobertas com películas de óxido de ferro e carbonatos e com inclusões de diversos outros minerais. A superfície da apatita, por vezes, mostra rugosidades e defeitos que prejudicam a seletividade no momento da flotação. Os dados observados nas Figuras 219 e 220 confirmam estas interpretações quando se observa a relação existente com o maior teor de P_2O_5 e com uma relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 = 1,29$, portanto, inferior ao nível mais intemperizado dos minérios oxidados onde a relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ se situa em torno de 1,12.

A Figura IV.20 mostra as principais associações com variáveis químicas e metalúrgicas. A associação da melhor recuperação metalúrgica global com menor teor de Fe_2O_3 e maior teor de MgO pode ser explicada por uma associação com o grau de intemperismo. O oposto, menor recuperação, se dá com alto teor de Fe_2O_3 e o menor teor de MgO também é relacionado com maior grau de intemperismo. Portanto, o intemperismo é um fator dominante na recuperação da apatita nos processos de flotação. Para os minérios silico-carbonatados não foram desenvolvidos este tipo de trabalho, mas assume-se que neste caso a apatita é primária.

Relações entre litologia e parâmetros de processo

Para estabelecer as relações entre litologias, tipos de minério e parâmetros de processo e análises químicas é necessário primeiro definir os tipos litológicos são importantes nesta análise. Sabe-se que o foscorito é a principal rocha fornecedora da mineralização de apatita seguida por flogopititos e/ou piroxenitos. No caso de Catalão, os foscoritos e flogopititos estão associados em várias combinações para gerar tipos litológicos que são importantes para o controle da jazida de apatita.

Com base em observações de campo definiram-se as combinações na composição das amostras:

- ✓ Flogopitito (100%)
- ✓ Flogopitito (75%) + Foscorito (25%)
- ✓ Foscorito (75%) + Flogopitito (25%)
- ✓ Foscorito (100%)

Na análise das relações entre tipo de minério e litologia é necessário considerar que litologias diferentes respondem em tipos diferentes de minério para um mesmo nível de intemperismo. Assim, no horizonte intempérico denominado Saprolito Isalterítico, os tipos de minério oxidado, minério micáceo oxidado, micáceo de topo, micáceo médio e micáceo de base podem apresentar características metalúrgicas diferentes se as rochas que lhe deram origem forem diferentes. Desta forma, o modelo tipológico da jazida deve ser construído a partir de uma matriz onde são considerados litologia versus nível ou tipo de intemperismo. A Tabela IV.8 mostra um modelo teórico da matriz para acomodar estas premissas.

Litologia				Subtipos	Tipos de intemperismo
Flogopitito	Flogopitito + Foscorito	Foscorito + Flogopitito	Foscorito		
A	B	C	D		Saprolito Aloterítico
A1	B1	C1	D1	Oxidado	Saprolito Isalterítico
A2	B2	C2	D2	Micáceo oxidado	
A3	B3	C3	D2	Micáceo de Topo	
A4	B4	C4	D4	Micáceo Médio	
A5	B5	C5	D5	Micáceo de Base	
A6	B6	C6	D6	Sílico Carbonatado rico	Rocha Alterada
A7	B7	C7	D7	Sílico Carbonatado pobre	

Tabela IV.8. Matriz das relações entre litologias tipologias de minério e níveis de intemperismo

Ou seja, teoricamente existem pelo menos 32 conjuntos que relacionam litologia e tipo de minério. Entretanto, por questões práticas e estatísticas esta matriz necessita ser simplificada, tendo em vista que a análise multivariada não funciona bem com pequenas quantidades de amostras, o que seria o caso se o banco de dados fosse subdividido em 32 grupos. Uma alternativa para solução deste problema é agrupar; os agrupamentos foram:

1. o primeiro nível (aloterítico) não constitui minério do ponto de vista econômico, então as letras A, B, C, D podem ser agrupadas num único conjunto ABCD;
2. os tipos oxidado e micáceo oxidado apresentam características semelhantes do ponto de vista de grau de intemperismo, e de processo e foram agrupados em A1A2, B1B2, C1C2, D1D2;
3. os tipos sílico-carbonatados rico e pobre não são minérios e foram agrupados;
4. E as litologias flogopitito e flogopitito-foscorito e foscorito e foscorito-flogopitito foram agrupadas em domínio flogopitítico e domínio foscorítico A Tabela IV.8 foi simplificada resultando na Tabela IV.9.

Domínio Flogopitítico	Domínio Foscorítico	Subtipos	Tipos de intemperismo
ABCD			Saprolito Aloterítico
A1A2B1B2	C1C2D1D2	Oxidado-micáceo oxidado	Saprolito Isalterítico
A3B3	C3D3	Micáceo topo	
A4B4	C4D4	Micáceo médio	
A5B5	C5D5	Micáceo base	
A6B6C6D6		Sílico Carbonatado	Rocha Alterada

Tabela IV.9. Rearranjo da matriz da Tabela IV.8 para efeito de simplificação das relações litológicas e tipológicas.

Assim, a Tabela IV.8 original com 32 subconjuntos pode ser reduzida para 10, ou oito considerando somente os minérios. A Tabela IV.9 é a base mínima para construção de qualquer modelamento geológico da jazida de apatita.

A rigor, estes domínios deveriam ser derivados da descrição direta sobre furos de sonda. Entretanto, as dificuldades existentes na descrição de material intemperizado, principalmente nas partes superiores do perfil, produz erros grosseiros que podem comprometer todo o trabalho de modelamento geológico. Para tentar evitar esses enganos procurou-se trabalhar com critérios químicos.

Com base nestas premissas foram investigadas as diferenças químicas e de processo existentes para cada tipo de minério conforme, a proposição apresentada na Tabela IV.9, isto é, os tipos de minério (Figuras IV.23, IV.24 e IV.25) para estudar as diferenças químicas e de processo existentes para cada tipo de minério conforme a proposição apresentada na tabela IV.9. Apesar do tratamento não ter incluído o minério silico-carbonatado, pelo fato do mesmo não ser atualmente econômico, sabe-se que a Fosfertil no estudo de processo em andamento no CETEM está usando este mesmo critério nos dois tipos em teste: silico-carbonatado flogopitítico e silico-carbonatado foscorítico.

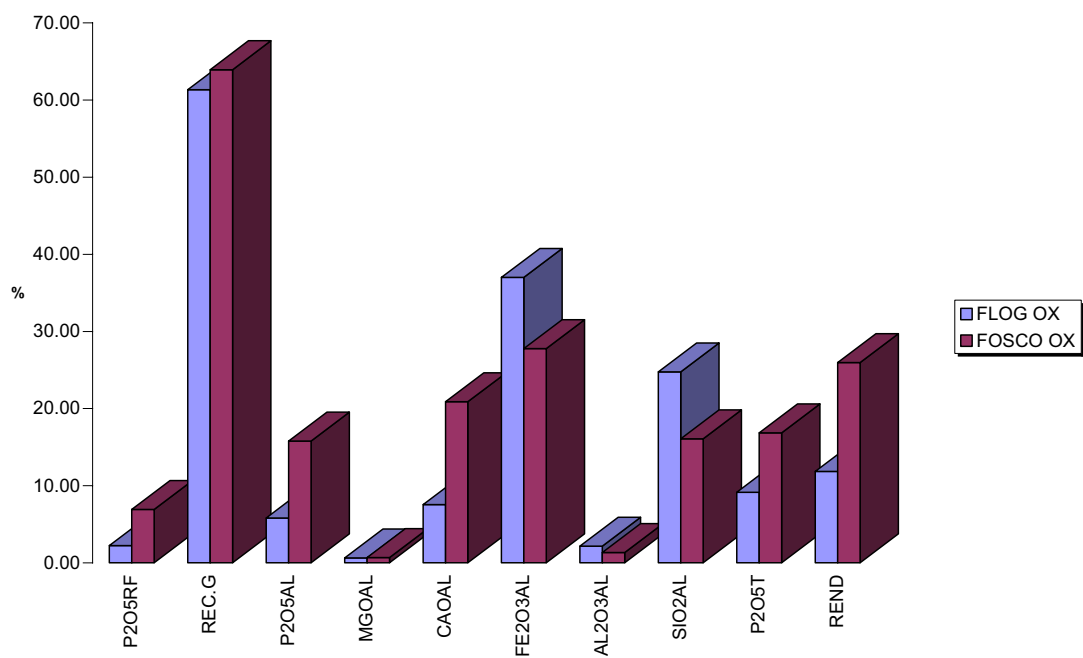


Figura IV.23 Diferenças químicas e metalúrgica entre minério oxidado flogopitítico (FLOG OX) e foscritico (FOSCO OX).

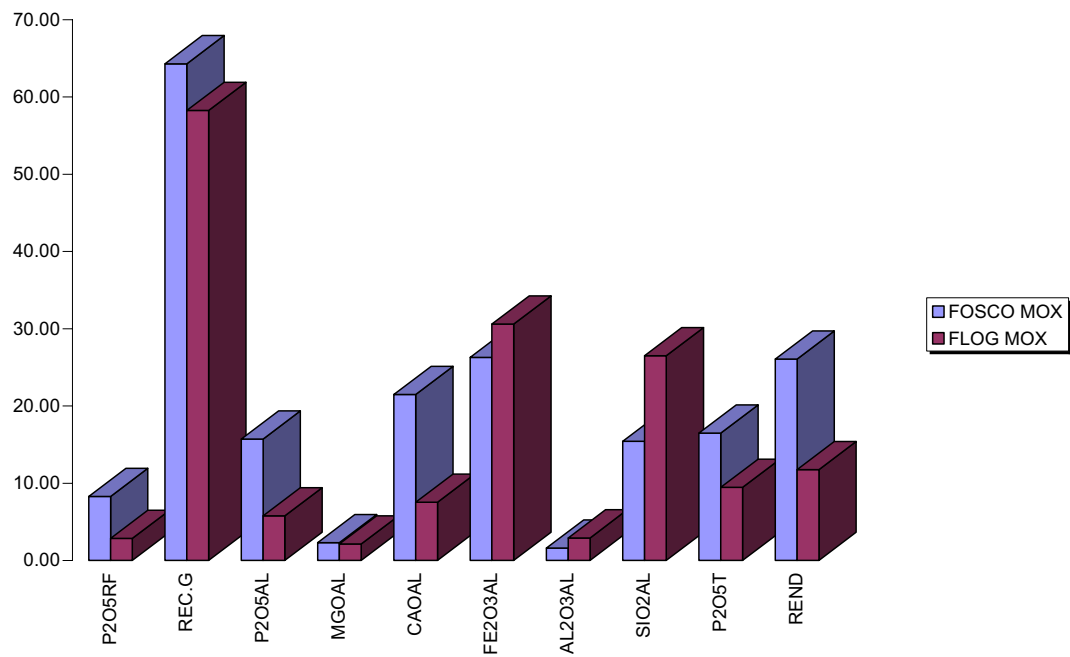


Figura IV.24. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-oxidado flogopitítico (FLOG MOX) e foscritico (FOSCO MOX).

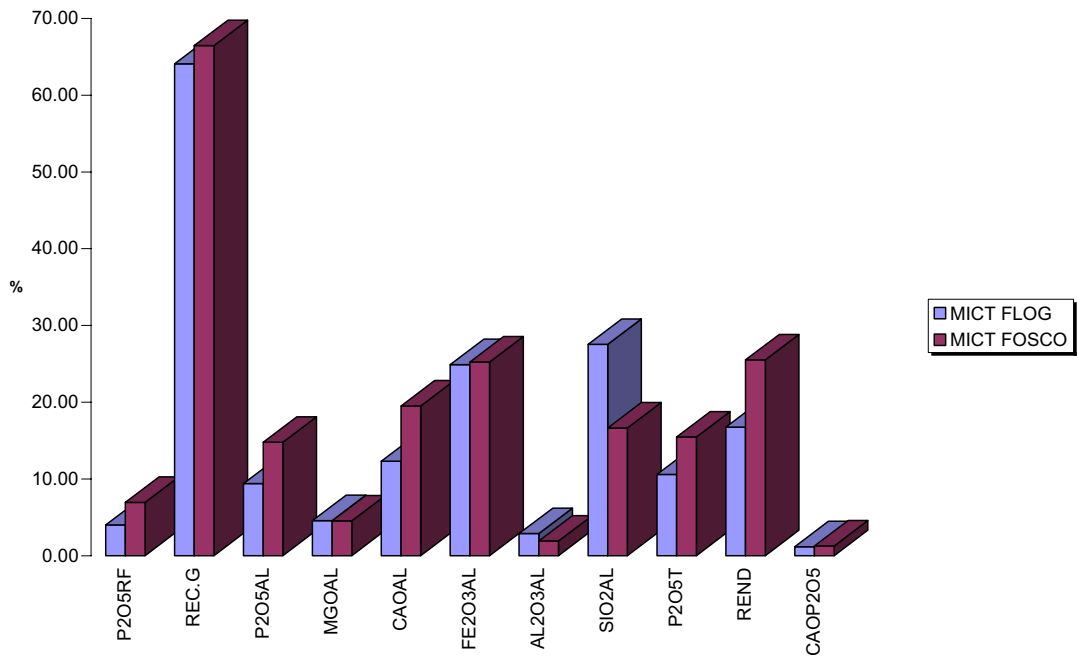


Figura IV.25. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-topo flogopitítico (MICT FLOG) e foscorítico (MICT FOSCO).

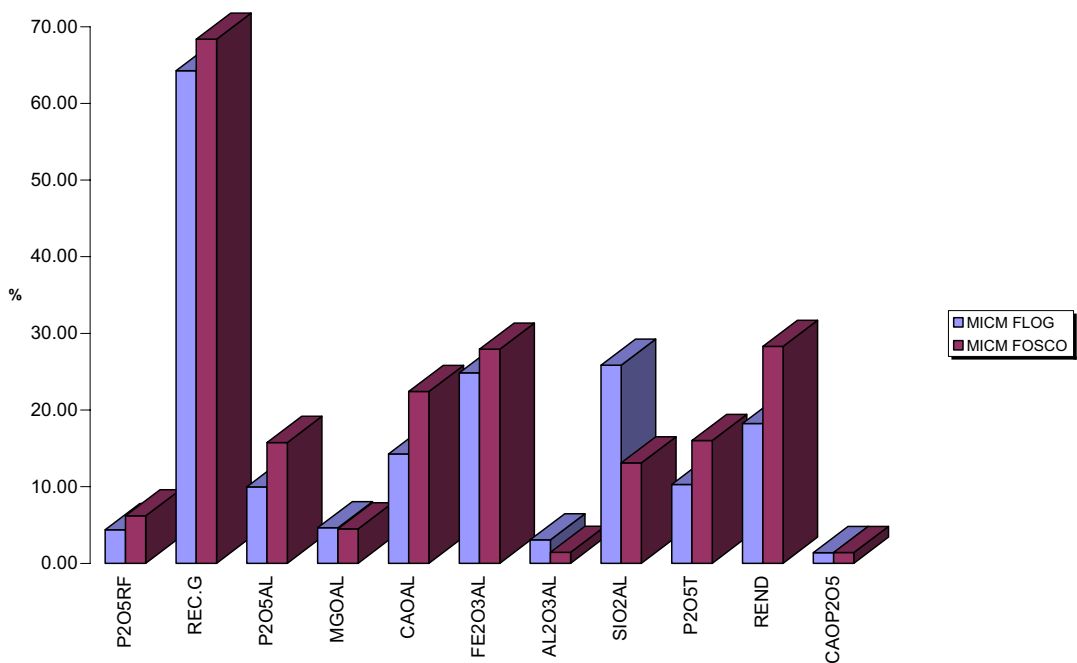


Figura IV.26. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-médio flogopitítico (MICM FLOG) e foscorítico (MICM FOSCO).

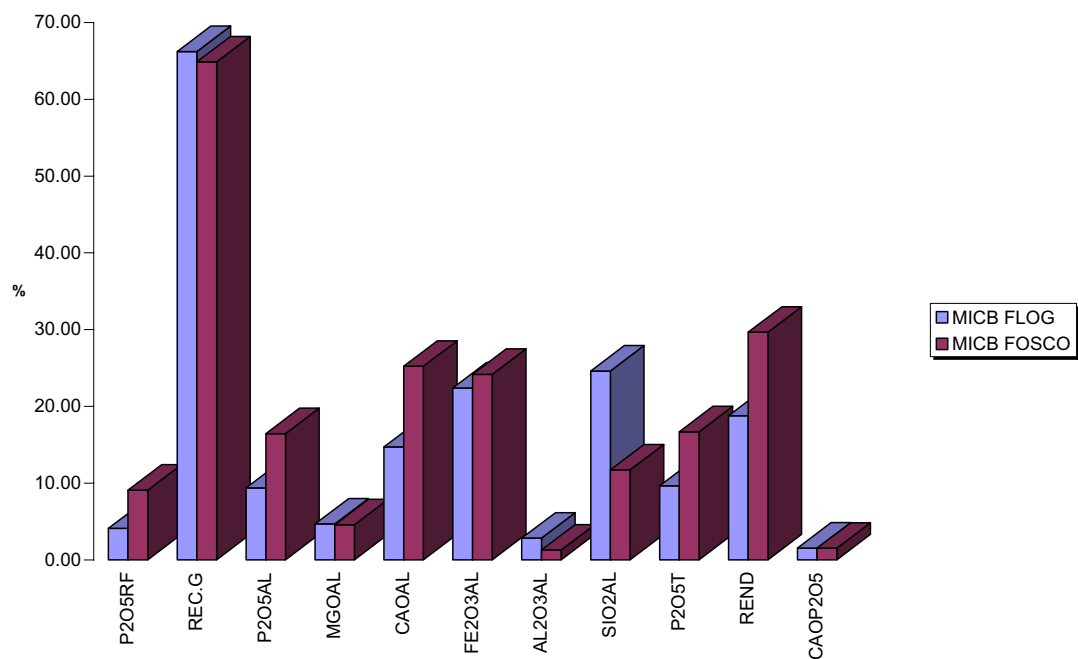


Figura IV.27. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério micáceo-base flogopitítico (MICB FLOG) e foscorítico (MICB FOSCO).

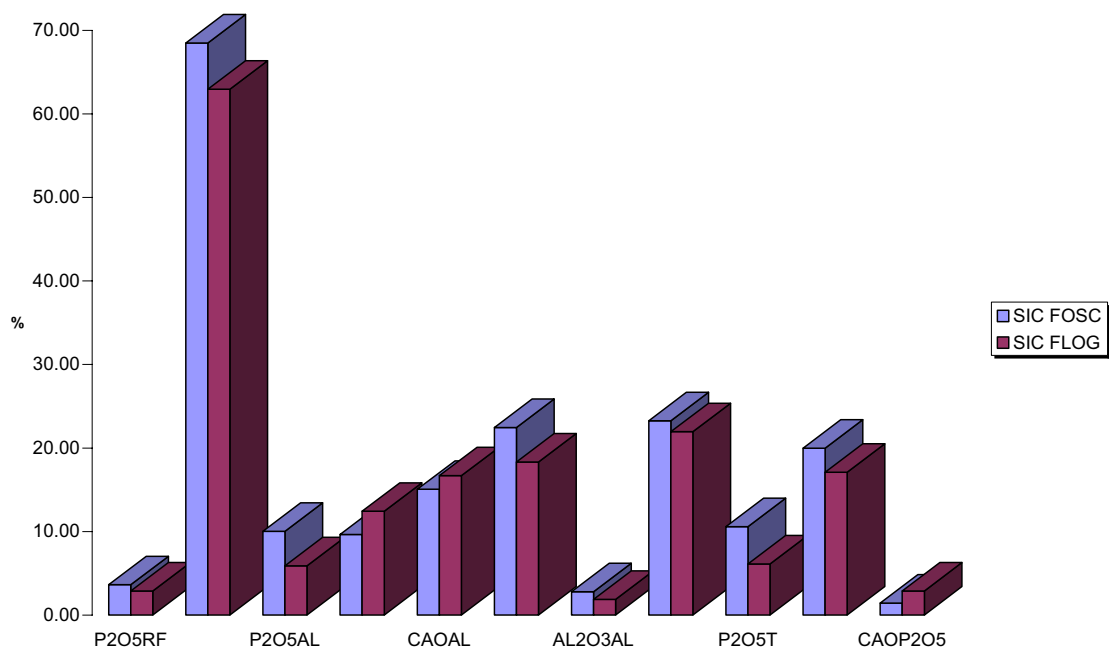


Figura IV.28. Diferenças químicas e metalúrgica entre minério silico-carbonatado flogopitítico (SIC FLOG) e foscorítico (SIC FOSCO).

Os resultados da análise dos dados litológicos versus tipos de minério mostraram a necessidade de dividir a atual tipologia de minérios em dois subtipos, um flogopitítico outro foscorítico. Do ponto de vista de processo são tipos de minérios que apresentam comportamentos diferentes na usina de concentração e por isto, podem exigir tratamentos diferenciados ou no mínimo exigir um procedimento de blendagem compatíveis com o atual processo. Para alguns tipos talvez seja necessário até mesmo à utilização de processos diferentes.

Tratamento dos dados mineralógicos

Para analisar as relações entre os tipos de minério e seus constituintes minerais foram selecionadas quinze amostras do banco de dados de furos de sonda para determinação das fases minerais e sua moda por meio de líquidos densos com controle difratométrico (Tabela IV.10). A seleção das amostras buscou a representatividade dos tipos de minério dentro dos seguintes critérios:

- duas amostras representativas do tipo OX (minério oxidado)
- seis amostras do tipo MOX (minério micáceo-oxidado)
- três amostras do tipo MICTM (minério micáceo topo + médio)
- duas amostras do tipo MICB (minério micáceo base)
- duas amostras SIC (minério silico carbonatado)

A Tabela IV.10 mostra a comparação dos principais minerais presentes nos tipos de minério selecionados e a Tabela IV.11 é sua correspondente análise química.

Para testar se a tipologia dos minérios selecionada com base na mineralogia reproduz o perfil de intemperismo, tal como definido pelos dados químicos, utilizou-se a Análise de Componentes Principais. O resultado apresentado na forma gráfica é fornecido pela projeção das amostras (casos) sobre o plano fatorial 1 x 2. A Figura IV.29 mostra a disposição das amostras com o minério SIC (silico carbonatado) situado à esquerda, na parte negativa do gráfico, em oposição ao minério OX (oxidado) situado à direita, com valores positivos. O gráfico da Figura IV.29, além de definir o vetor intemperismo, que cresce de valores negativos para positivo, define também vetor de enriquecimento em apatita que é perpendicular ao vetor intemperismo, portanto independente deste. Esta constatação foi mostrada inicialmente por Ribeiro (1990), que na época, sugeriu que outras formas de concentração de apatita, além daquelas tradicionalmente conhecidas

pela comunidade científica, deveriam existir para justificar esta independência. De fato, como já mostrado nos estudos petrográficos a apatita apresenta uma diversidade petrogenética constatada pelas mineralizações em flogopititos e foscoritos.

Tabela IV.10. Distribuição mineralógica típica dos principais tipos de minério de apatita de Catalão I. OX= minério oxidado; MOX= minério micáceo oxidado; MOX IMP= minério micáceo oxidado com apatita impregnada por óxidos de ferro; MIC= minério micáceo; MIC IMP= minério micáceo com apatitas impregnadas por óxidos de ferro; SIC= minério silício carbonatado. Esta caracterização foi realizada pela consultoria Paulo Abib Engenharia.

Amostra	TIPO	Apatita	Fos sec	Ilmenita	Anatásio	Hidr-Fe	Quartzto	Micas	Perovs	Titanita	Px + anf	Pirocloro	Carbonatos	Lamas	Magnetita
am11	OX	35,74	1,37	7,56	0,69	8,25	15,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,20	31,30
am12	OX	26,72	4,05	16,19	1,62	12,96	19,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,00	11,50
am9	OX	22,94	1,70	8,50	1,70	7,65	40,78	0,85	0,00	1,70	0,00	0,00	0,00	13,30	3,40
am10	MOX	33,31	2,13	6,38	0,71	6,38	21,26	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,00	33,10
am14	MOX	35,02	1,56	5,45	0,78	7,78	24,90	1,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,80	18,70
am4	MOX	38,18	0,67	6,70	1,34	8,04	11,39	1,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,30	35,00
am7	MOX	34,21	0,00	6,22	0,78	8,55	24,88	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,40	16,20
am8	IMP	21,56	0,00	7,41	3,37	10,11	22,24	2,02	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	12,30	36,10
am6	MOX	40,61	0,90	3,61	2,71	9,93	23,47	7,22	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	4,80	7,00
am13	IMP	27,67	0,00	5,53	0,79	7,11	30,83	7,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,80	15,70
am3	MIC	30,35	0,00	5,45	0,78	5,45	16,34	18,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,00	21,50
am1	MIC	27,91	0,90	4,50	1,80	8,10	9,00	27,91	1,80	0,00	0,00	1,80	0,00	17,20	0,86
am5	IMP	19,43	0,00	5,23	2,24	14,20	11,21	23,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,20	15,60
am2	SIC	16,46	0,00	3,92	0,00	2,35	6,27	28,21	2,35	0,00	0,00	0,00	18,81	7,50	20,10

Amostra	TIPO	P ₂ O ₅	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	BaO	K ₂ O	CaO/P ₂ O ₅
am1	MIC	11,2	13,9	25	4,8	21,5	4,42			1,24
am2	SIC	7,51	17,9	20,3	1,91	18,7	15,8			2,38
am3	MIC	13	17,9	24,2	2,34	26,5	4,97			1,38
am4	MOX	12,7	17,8	15,6	2,51	37,6	2,15	0,49	0,24	1,4
am5	MIC IMP	7,35	9,28	28,1	5,67	25,6	5,28			1,26
am6	MIC	15,2	20,6	29,4	3,3	18,9	1,83			1,36
am7	MOX	14,5	20,3	30,7	2,19	20,6	1,77			1,4
am8	OX IMP	8,8	12,1	23,3	1,69	36	2,89			1,38
am9	OX	11,7	14,7	41	1,72	20,2	0,5	0,79	0,13	1,26
am10	MOX	13,6	18,9	18,9	0,56	36,5	1,72	0,37	0,1	1,39
am11	OX	14,8	19,8	12,5	1,33	39,1	1,49	0,63	0,1	1,34
am12	OX	14,6	14,14	20,42	2,82	33,6	0,5	1,84	0,1	0,97
am13	OX IMP	10,4	15,02	29,26	3,44	27,2	3,6	0,24	0,12	1,52
am14	MOX	12,4	15,15	24,22	2,22	26,8	1,8	0,29	0,1	1,22

Tabela IV.11. Análises químicas correspondentes as amostras com determinação mineralógica apresentadas na Tabela IV.10.

Para efeito de visualização das relações entre tipos de minério e a mineralogia associada foram construídos outros gráficos (Figuras IV.30, IV.31 e IV.32) onde a distribuição mineralógica é compatível ou justificável com os tipos de minérios correspondentes. Assim, por exemplo, somente no tipo sílico-carbonatado é registrada a presença de carbonatos conforme discussão apresentada no Capítulo II.

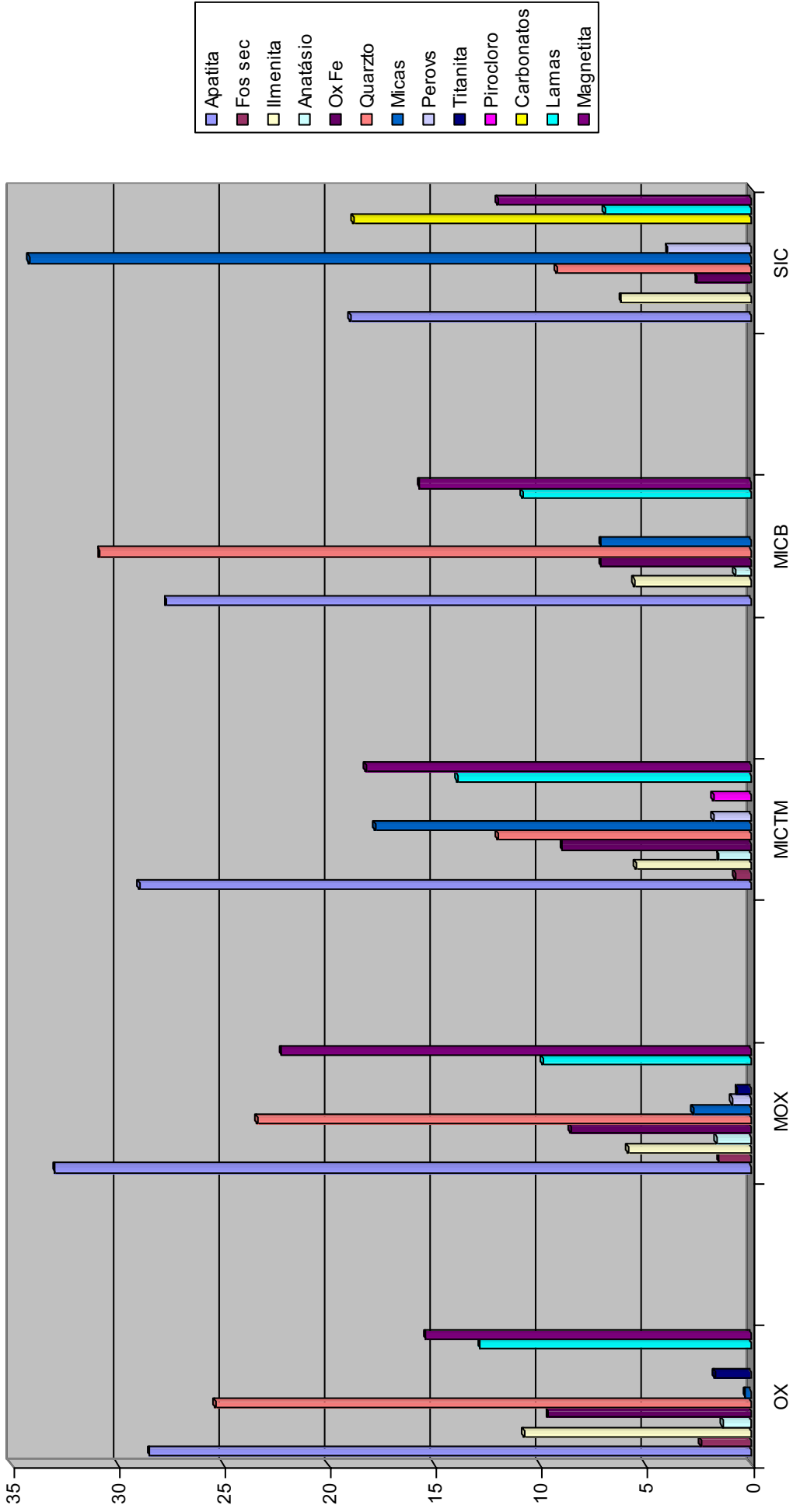


Figura IV.30. Composição mineralógica por tipo de minério.

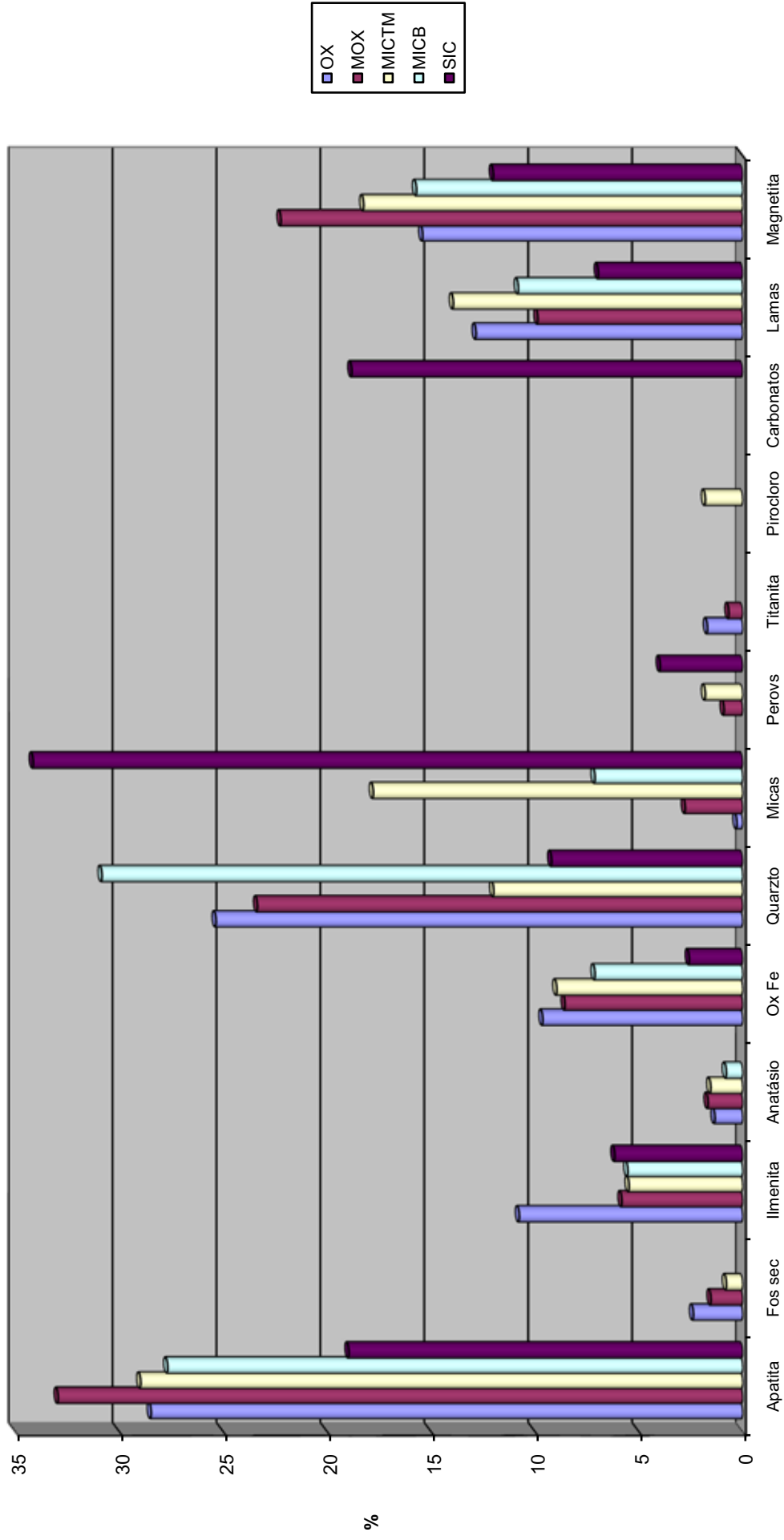


Figura IV.31. Abundância de cada mineral por tipo de minério.

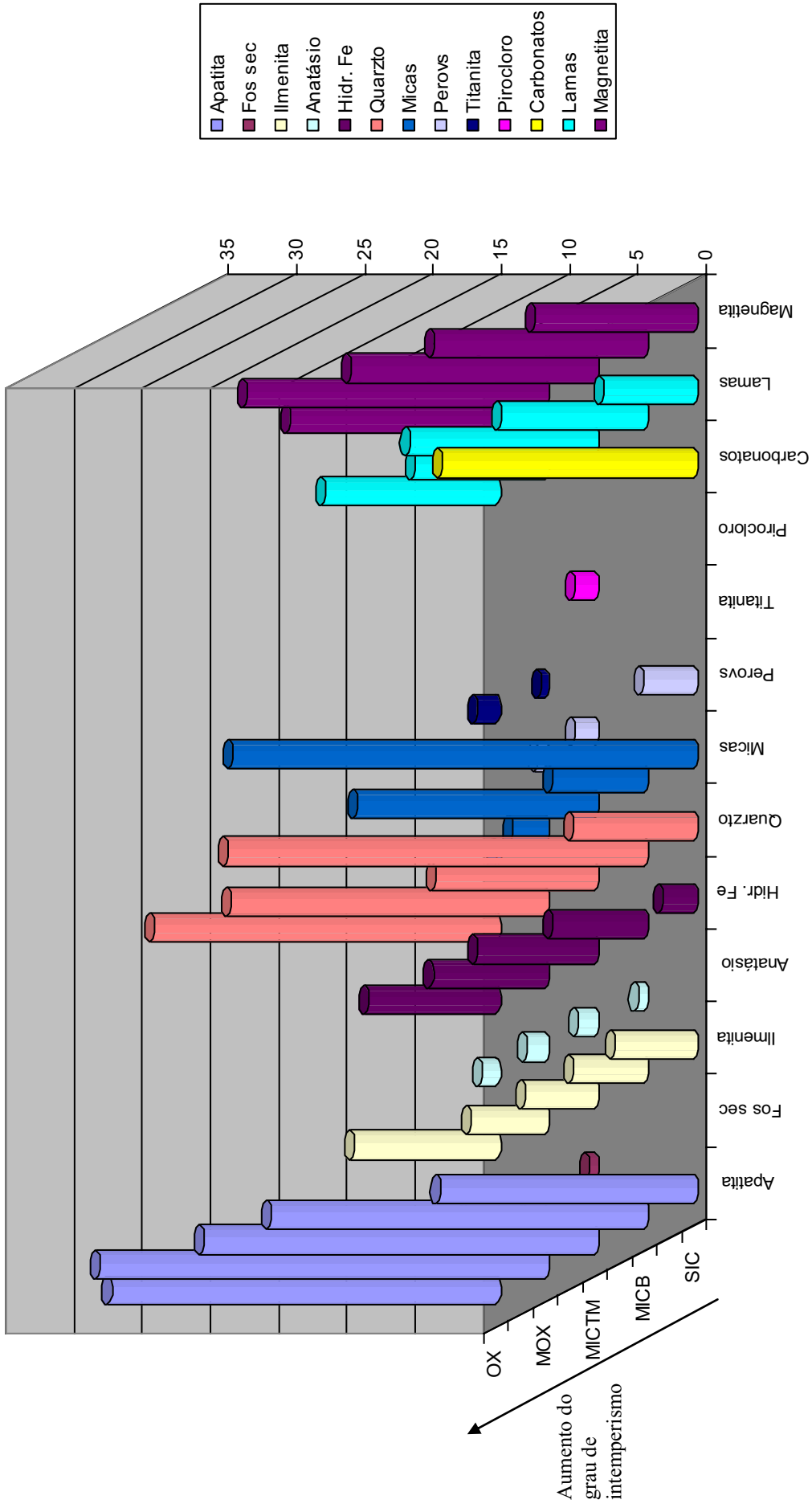


Figura IV.32. Abundancia de cada mineral vista em 3D categorizada por tipo de minerio

Do ponto de vista tipológico-mineralógico, foram analisadas prováveis relações existentes entre tipos de minério e seus constituintes minerais. Os principais pontos de destaque foram:

- O comportamento da apatita mostra a existência de variações importantes dentro do mesmo tipo de minério em função, provavelmente da litologia que lhe deu origem. Estas variações entre os tipos de minério está relacionado com a concentração residual e formação de apatita supergênica;
- O comportamento da ilmenita mostra que existe uma concentração significativa no minério tipo oxidado, mas para os outros tipos a variação não é importante;
- Para os fosfatos secundários aluminosos observa-se uma maior concentração no intervalo de minério oxidado com uma queda acentuada no minério sílico-carbonatado;
- O comportamento do anatásio e óxidos-hidroxidos de ferro observou-se que uma queda somente para o minério silico-carbonatado;
- O quartzo é significativo apenas nos minérios mais intemperizados, enquanto a fase das micas é a que apresenta a maior taxa de variação entre os tipos de minério analisados onde é observado um aumento substancial no minério silico-carbonatado;
- As lamelas mostram uma queda nos minério silico-carbonatado em relação os outros tipos;
- Em relação ao carbonato apenas o minério silico carbonatado mostrou a presença significativa de carbonatos;
- A magnetita apresenta forte oscilação entre os tipos de minério.

A tipologia antiga baseada somente em parâmetros químicos e intempéricos é agora suportada por parâmetros químicos, intempéricos, litológicos, de processo, por tipo de apatita e mineralógico, o que permite sua promoção para uma nova categoria: a geometalúrgica.

Relações entre parâmetros químicos e de processo por estatística multielementar

Outra forma de analisar os dados é com a utilização da estatística multielementar. Neste trabalho optou-se pela técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) por ser um método apropriado para resolução de problemas que envolvem a correlação de um grande número de variáveis e casos. A proposta é analisar as relações existentes entre conjuntos de parâmetros químicos e de processo para geração de grupamentos ou assinaturas geometalúrgicas, que expressem as relações entre as variáveis ou conjunto de variáveis e que possam ser cartografados. Os dados analisados foram os furos de sonda (fdcluster200.xls) com malha desagrupada pelo técnica de desagrupamento discutida anteriormente neste capítulo.

A Tabela IV.12 apresenta o sumário estatístico do conjunto de dados analisados.

Tabela IV.12. Sumário estatístico dos dados químicos e de processo (1159 amostras)

	Média	Dev. Pad.
P₂O₅	9,63	2,33
MgO	3,87	3,00
CaO	14,55	3,88
CaOP₂O₅	1,48	0,79
Fe₂O₃	25,84	7,04
Al₂O₃	3,01	2,62
SiO₂	21,73	7,15
P₂O₅T	11,22	2,14
TiO₂	4,99	1,99
NB₂O₅	2,78	2,30
BaO	0,32	0,17
Magnetita	12,97	6,50
Tr₂O₃	2,69	2,45
Lamas	25,14	7,88
P₂O₅RF	3,78	1,86
RECG	59,10	14,34
REND	18,10	5,36
P₂O₅CF	32,54	7,23
MgOCF	1,09	1,09
SiO₂CF	2,24	1,15
COLETOR	559,02	182,32

Com aplicação da Análise de Componentes Principais foram extraídos quatro fatores que expressam as relações entre as variáveis químicas analisadas no depósito de apatita. A Tabela IV.13 e as Figuras IV.33 e IV.34 apresentam os fatores extraídos e a interpretação das assinaturas.

Fatores coordenadas baseado na correlação entre variáveis (fcluster200.sta)

	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
Al ₂ O ₃	-0,297	-0,158	0,476	0,089
BaO	0,242	-0,077	0,074	-0,788
CaO	0,514	0,167	-0,773	0,193
CaOP ₂ O ₅	0,144	0,600	-0,542	-0,129
COLETOR	0,671	-0,216	0,399	0,033
Fe ₂ O ₃	0,170	-0,651	0,128	-0,050
Lamas	0,528	0,522	0,307	0,028
Magnetita	0,447	-0,318	-0,068	0,031
MgO	-0,123	0,811	-0,308	0,066
MgOCf	0,124	0,743	-0,209	-0,154
Nb ₂ O ₅	0,146	-0,208	0,003	-0,558
P ₂ O ₅	0,517	-0,399	-0,537	0,397
P ₂ O ₅ cf	0,799	0,112	0,471	0,157
P ₂ O ₅ RF	0,571	-0,100	-0,003	0,001
P ₂ O ₅ T	0,473	-0,650	-0,344	0,250
RECG	0,754	0,326	0,378	0,020
REND	0,836	0,160	0,122	0,031
SiO ₂	-0,519	0,116	0,537	0,430
SiO ₂ cf	0,122	0,464	0,408	0,466
TiO ₂	-0,452	-0,079	-0,014	0,0752
Tr ₂ O ₃	0,212	0,132	0,317	-0,421

Tabelas IV.13. Apresentação de quatro fatores extraídos que explicam 61,7% da variância. Os valores são significativos para fatores >= 0,25. Os valores em azul representam as correlações positivas e os em vermelho as correlações negativas.

Em cada coluna duas assinaturas foram interpretadas: uma positiva outra negativa.

Fator 1 +: CaO + Coletor + Lamas + Magnetita + P₂O₅ + P₂O₅cf + P₂O₅rf + P₂O₅t + RECG + REND

Fator 1 -: Al₂O₃ + SiO₂ + TiO₂

Fator 2 +: CaO:P₂O₅ + Lamas + MgO + MgOcf + RECG + SiO₂cf

Fator 2 -: Fe₂O₃ + Magnetita + P₂O₅ + P₂O₅t

Fator 3 +: Al₂O₃ + Coletor + Lamas + P₂O₅cf + RECG + SiO₂ + SiO₂cf + Tr₂O₃

Fator 3 -: CaO + CaO:P₂O₅ + MgO + P₂O₅ + P₂O₅t

Fator 4 +: P₂O₅ + SiO₂ + SiO₂cf

Fator 4 -: BaO + Nb₂O₅ + Tr₂O₃

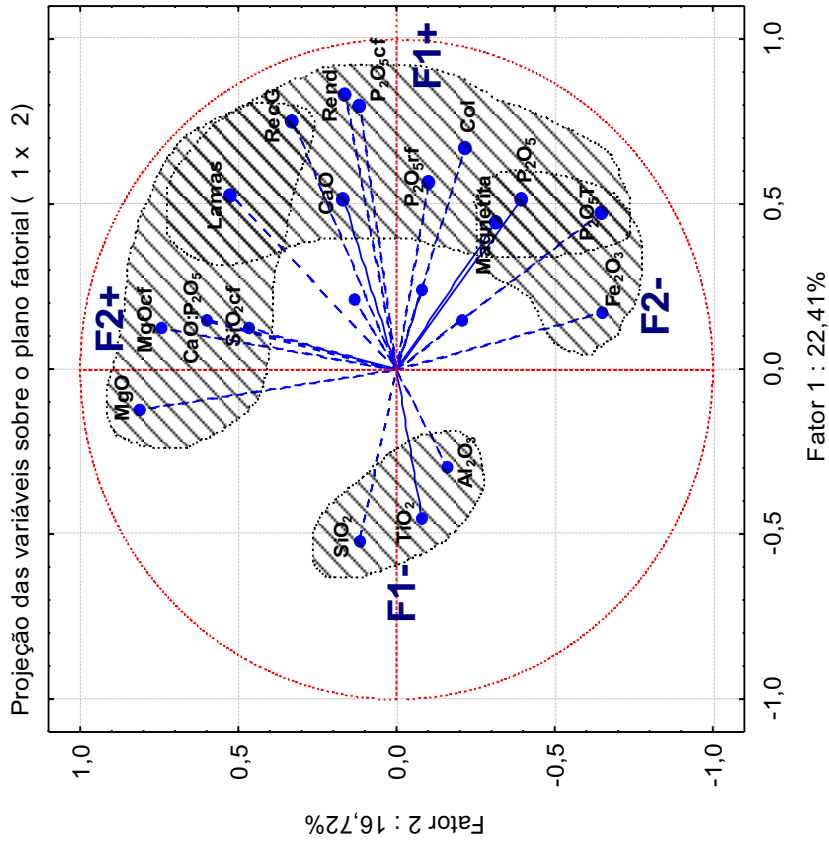


Figura IV.33. Projeção das variáveis químicas e de processo sobre o plano fatorial 1 x 2.

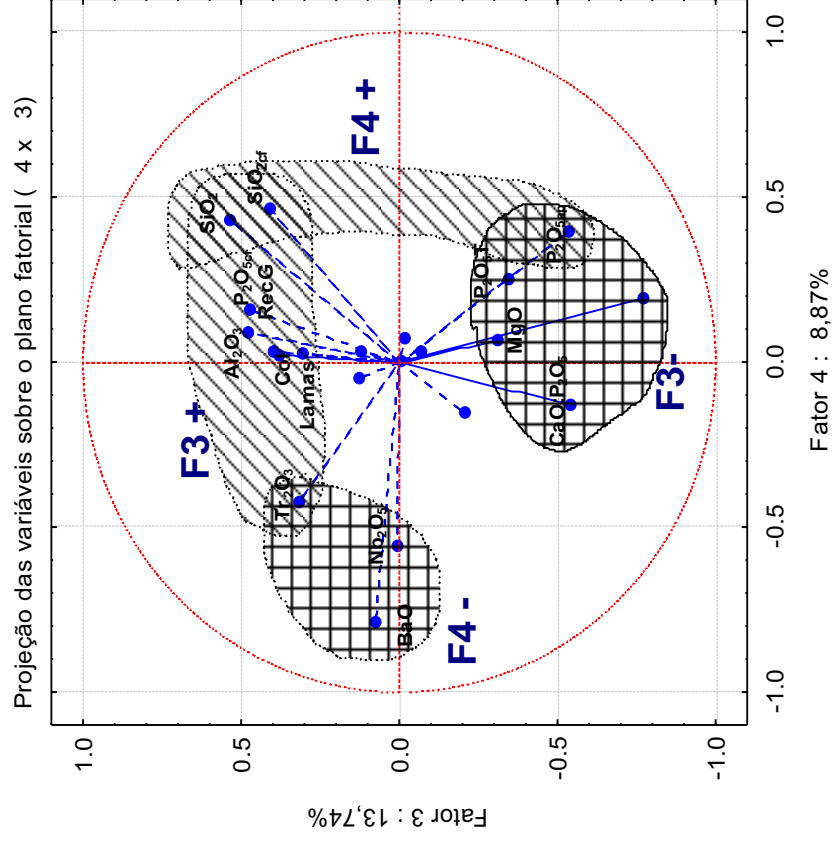


Figura IV.34 Projeção das variáveis químicas e de processo sobre o plano fatorial 4 x 3.

Os resultados obtidos entre dados químicos e de processo (Tabela IV.13 e Figuras IV.33 e IV.34) identificam oito grupos expressos na forma de quatro fatores positivos e quatro negativos:

- 1) Fator 1 positivo: $\text{CaO} - \text{Coletor} - \text{Lamas} - \text{Magnetita} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{P}_2\text{O}_{5\text{CF}} - \text{P}_2\text{O}_{5\text{RF}} - \text{P}_2\text{O}_{5\text{T}} - \text{RECG} - \text{REND}$
- 2) Fator 1 negativo: $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$
- 3) Fator 2 positivo: $\text{CaO}:\text{P}_2\text{O}_5 + \text{Lamas} + \text{MgO} + \text{MgO}_{\text{cf}} + \text{RECG} + \text{SiO}_{2\text{cf}}$
- 4) Fator 2 negativo: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Magnetita} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{P}_2\text{O}_{5\text{T}}$
- 5) Fator 3 positivo: $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Coletor} - \text{Lamas} - \text{P}_2\text{O}_{5\text{CF}} - \text{RECG} - \text{SiO}_2 - \text{SiO}_{2\text{CF}} - \text{Tr}_2\text{O}_3$
- 6) Fator 3 negativo: $\text{CaO} - \text{CaOP}_2\text{O}_5 - \text{MgO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{P}_2\text{O}_{5\text{T}}$
- 7) Fator 4 positivo: $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2 - \text{SiO}_{2\text{CF}}$
- 8) Fator 4 negativo: $\text{BaO} - \text{Nb}_2\text{O}_5 - \text{Tr}_2\text{O}_3$

As interpretações destes fatores permitiu estabelecer as relações entre dados químicos (geológicos) e dados de processo (tecnológicos). As oito assinaturas identificadas, na forma de quatro fatores positivos e quatro negativos foram interpretadas como:

1. O Fator 1 positivo composto por $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{CaO} + \text{Coletor} + \text{Lamas} + \text{Magnetita} + \text{P}_2\text{O}_{5\text{CF}} + \text{P}_2\text{O}_{5\text{RF}} + \text{P}_2\text{O}_{5\text{T}} + \text{RECG} + \text{REND}$ é uma assinatura foscorítica que associa a apatita com magnetita, lamas, coletor e CaO, rejeito da flotação, teor do concentrado final, recuperação global e rendimento em massa. Esta associação significa que os minérios de filiação foscorítica são sensíveis aos parâmetros correlacionados, isto é, o minério com melhor recuperação, rendimento, teor de concentrado, mas também maior teor no rejeito da flotação, e maior consumidor de coletores graxos;
2. O Fator 1 negativo, composto pela assinatura $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$ significa que flogopititos se opõem ou se correlacionam negativamente com foscoritos;
3. O Fator 2 positivo, composto pela assinatura $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 + \text{Lamas} + \text{MgO} + \text{MgO}_{\text{CF}} + \text{RECG} + \text{SiO}_{2\text{CF}}$ pode ser interpretado como contaminantes derivados de rochas com alta relação $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ normalmente associados a Mg-carbonatitos ou pelo menos com grande contribuição dessas rochas;
4. O Fator 2 negativo, composto pela assinatura $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Magnetita} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{P}_2\text{O}_{5\text{T}}$ mostra que foscoritos estão sempre associados com os maiores teores de ferro e

- que apresentam oposição ou correlação negativa com a assinatura dolomítica do fator 2 positivo;
5. O Fator 3 positivo, composto pela assinatura $Al_2O_3 + Coletor + Lamas + P_2O_{5CF} + RECG + SiO_2 + SiO_{2CF} + Tr_2O_3$ é interpretado como uma associação de flogopitito com coletor, lamas naturais, recuperação global e terras raras. Esta associação indica que o teor de P_2O_5 do concentrado final é fortemente afetado pelos flogopititos, medido pela recuperação final e os teores de contaminantes SiO_2 e terras raras. Isto por causa da sua associação com Al_2O_3 e SiO_2 , dois forte componentes dos flogopititos;
 6. O Fator 3 negativo, composto pela assinatura $CaO + CaO/P_2O_5 + MgO + P_2O_5 + P_2O_{5T}$ é uma associação de foscorito com Mg-carbonatitos em oposição a assinatura do fator 3 positivo flogopitítico;
 7. O Fator 4 positivo, composto pela assinatura $P_2O_5 + SiO_2 + SiO_{2CF}$ indica fosfatos relacionados a silexites, provavelmente derivados do intemperismo sobre foscoritos;
 8. O Fator 4 negativo composto pela assinatura $BaO + Nb_2O_5 + Tr_2O_3$ aponta para as rochas carbo-hidrotermais monazíticas associadas aos nelsonitos ricos em nióbio (Ribeiro et al., 2005).

Os parâmetros REC.G, REND, Coletor, P_2O_{5RF} formam um grupo de correlações com P_2O_5 , CaO, P_2O_{5CF} que se opõe diretamente ao grupo formado por SiO_2 , TiO_2 e Al_2O_3 e indiretamente ao grupos CaO/P_2O_5 , MgO, MgO_{CF} , SiO_{2CF} . Existe forte correlação entre Recuperação global (REC.G), o rendimento em massa (REND), P_2O_5 e CaO é fortemente dependente, por correlação positiva, das variáveis CaO e P_2O_5 (apatita), e dependente, por correlação negativa, com SiO_2 e Al_2O_3 , elementos abundantes dos flogopititos.

A variável P_2O_5 total mostra boa correlação com P_2O_5 do rejeito da flotação que pode ser explicado pelo fato daquela variável estar sempre associada a apatita e fosfatos secundários da família da crandalita que no processo de flotação não flota. Outra possibilidade são apatitas recobertas por óxidos de ferro que neste caso também não flotariam, e daí a correlação entre estas variáveis.

A recuperação metalúrgica (REC.G) se correlaciona bem com MgO e CaO: P_2O_5 porque rochas com altos valores destas variáveis são normalmente sãs e são constituídas principalmente de apatitas primárias comprovadamente com ótima afinidade para flotar, quando não recobertas por outros minerais deletérios, tipo

dolomita, calcita e óxidos de ferro. Além disto, pode-se observar que este grupo MgO, CaO: P₂O₅ e REC.G encontra-se em oposição ao Fe₂O₃, o que também pode ser explicado geologicamente, pois zonas com altos teores de Fe são justamente aquelas situadas nas partes superiores do perfil onde o intemperismo foi intenso o suficiente para solubilizar partes da apatita liberando PO₄⁻³ para formar fosfatos secundários com Al, ETR, Ba e Sr, da família das crandalitas. Este tipo de situação é bastante conhecido dos mineiros pelos inúmeros problemas causados na recuperação da apatita nas regiões altas do perfil muito ricas em Fe, apesar de ser o local com os mais altos teores de P₂O₅. Nestes casos, um índice de recuperação de 70% considerado normal para apatita primária pode ser reduzido para valores inferiores a 50%. A posição do P₂O₅rej (rejeito da flotação ou apatita que não conseguiu ser flotada) na Figura ccc, próximo ou no mesmo quadrante do Fe₂O₃, confirma o efeito deletério forte de intemperismo laterítico sobre a apatita.

Representação cartográfica das assinaturas geoquímicas e metalúrgicas

A importância da definição destes grupos ou assinaturas geoquímicas é a possibilidade de representá-los através de mapas porque cada grupamento possui à coordenadas UTM, e assim, os mapas gerados a partir das assinaturas permitem ao minerador explorar características do depósito desejáveis ou indesejáveis relacionadas ao processo de beneficiamento. As Figuras IV.35, IV.36, IV.37 e IV.38 mostram respectivamente os mapas de fatores gerados para cada grupo positivo/negativo.

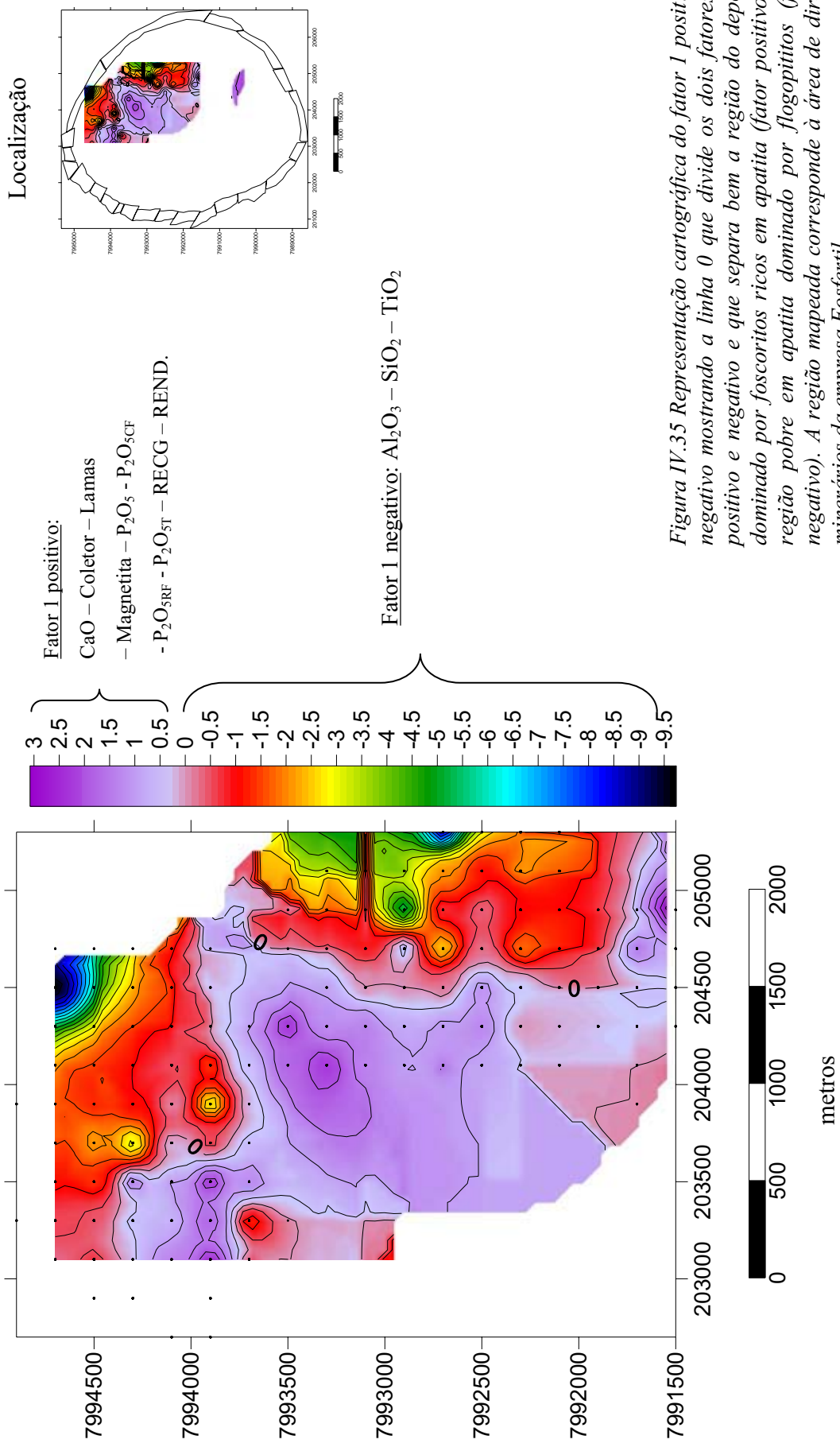
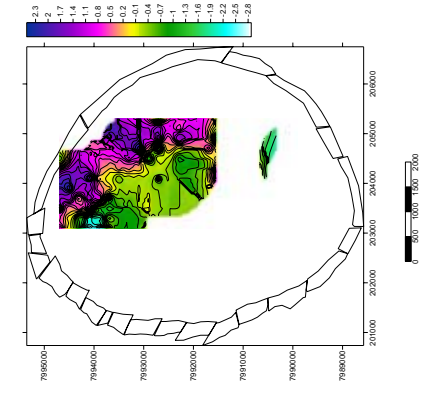


Figura IV.35 Representação cartográfica do fator 1 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores em positivo e negativo e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em apatita (fator positivo) da região pobre em apatita dominado por flogopititos (fator negativo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.

Localização



Fator 2 positivo: CaOP₂O₅

- Lamas – MgO – MgOCF
- RECG – SiO₂CF

Fator 2 negativo:

Fe₂O₃ – Magnetita – P₂O₅ – P₂O₅T

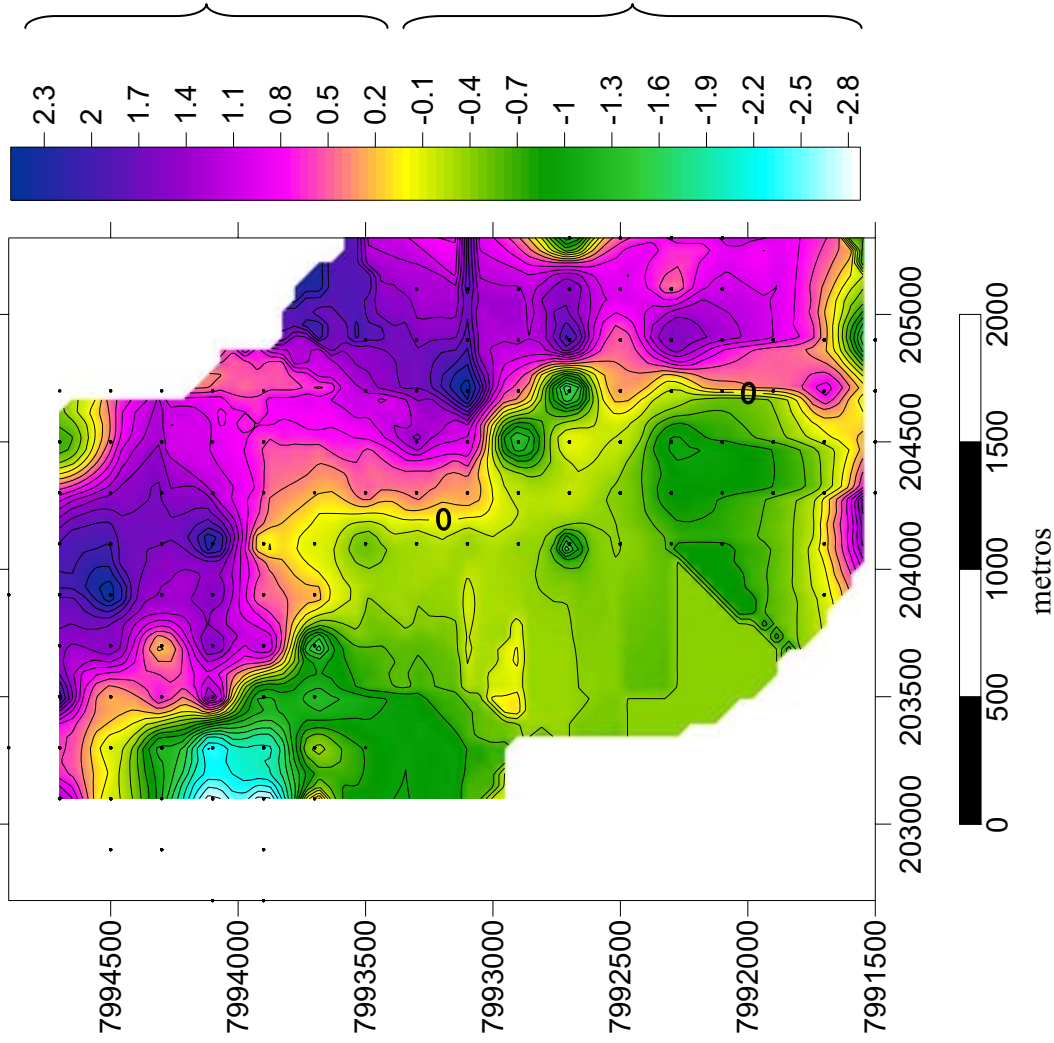
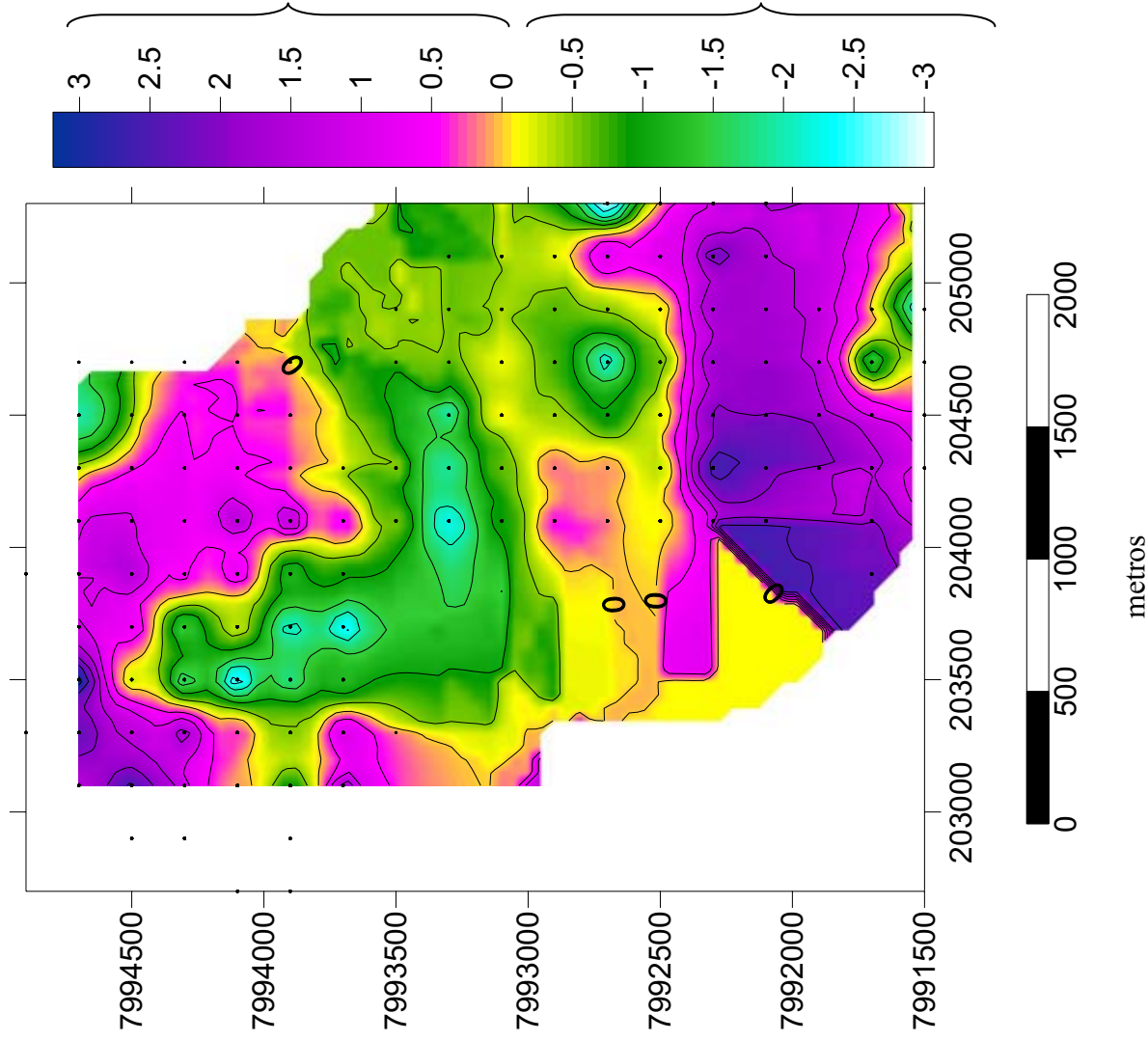


Figura IV.36. Representação cartográfica do fator 2 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores em positivo e negativo e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em magnetita e apatita (fator negativo) da região pobre em apatita e rica em magnésio, sílica e alta relação CaO:P₂O₅ dominado por flogopíritos (fator positivo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.



Fator 3 positivo:

Al_2O_3 – Coletor

– Lamas - $\text{P}_2\text{O}_5\text{CF}$ – RECG- SiO_2

- SiO_2CF – Ti_2O_3 .

Fator 3 negativo: CaO - CaOP_2O_5 - MgO - P_2O_5 - $\text{P}_2\text{O}_5\text{T}$

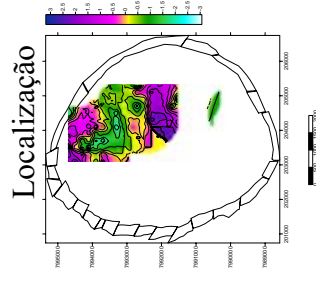
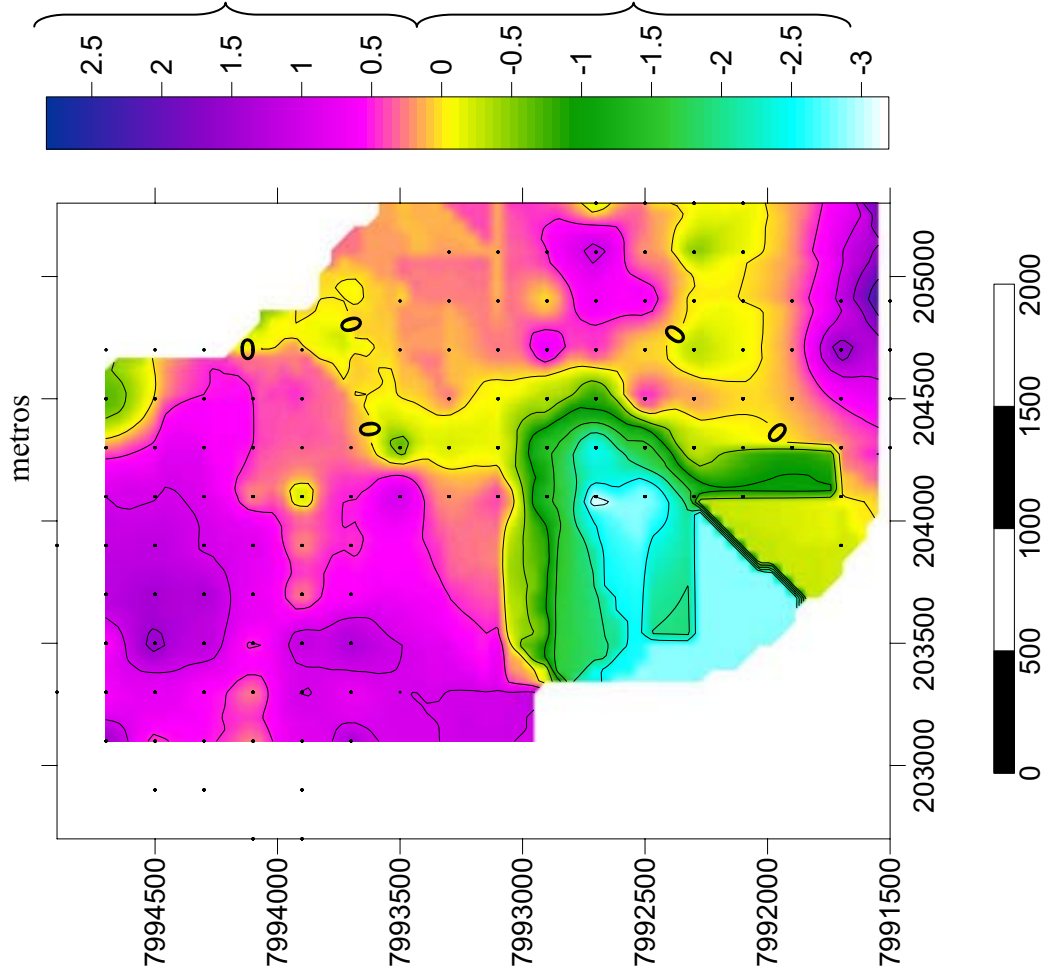


Figura IV.37. Representação cartográfica do fator 3 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores e que separa bem a região do depósito dominado por foscoritos ricos em apatita e Mg-Carbonatitos (fator negativo) da região pobre em apatita e rica em sílica, alumínio e terras raras (fator positivo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.



Fator 4 positivo:
 $P_2O_5 - SiO_2 - SiO_2CF$

Fator 4 negativo: $BaO - Nb_2O_5 - Tr_2O_3$

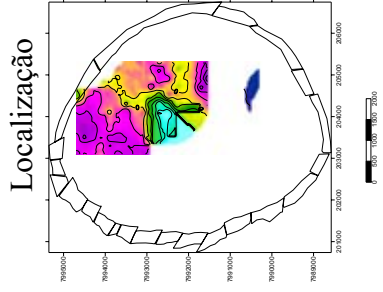


Figura IV.38. Representação cartográfica do fator 4 positivo e negativo mostrando a linha 0 que divide os dois fatores e que separa bem a região do depósito rico em apatita e sílica (fator 4 positivo) da região rica em nióbio, bário e terras raras (fator negativo). A região mapeada corresponde à área de direitos minerários da empresa Fosfertil.

Como último ensaio estatístico estudou-se por meio da Análise de Componentes Principais as relações entre tipos de minério e fases minerais, com objetivo de testar as assinaturas obtidas por análise químicas. Os resultados permitiram a construção da Figura IV.39 que estabelece as relações entre parâmetros tipológicos com o grau de intemperismo e teores de P_2O_5 . Ribeiro *et al.* (1989) apresentaram esta técnica, mostrando que nem sempre é o intemperismo o principal controlador do depósito de apatita. Na Figura IV.39 ocorrem dois vetores perpendiculares entre si, o vetor que representa a evolução do intemperismo e um vetor que mostra o crescimento da quantidade de apatita. Se fosse o intemperismo o único responsável pela concentração de apatita os dois vetores seriam paralelos ou coincidentes.

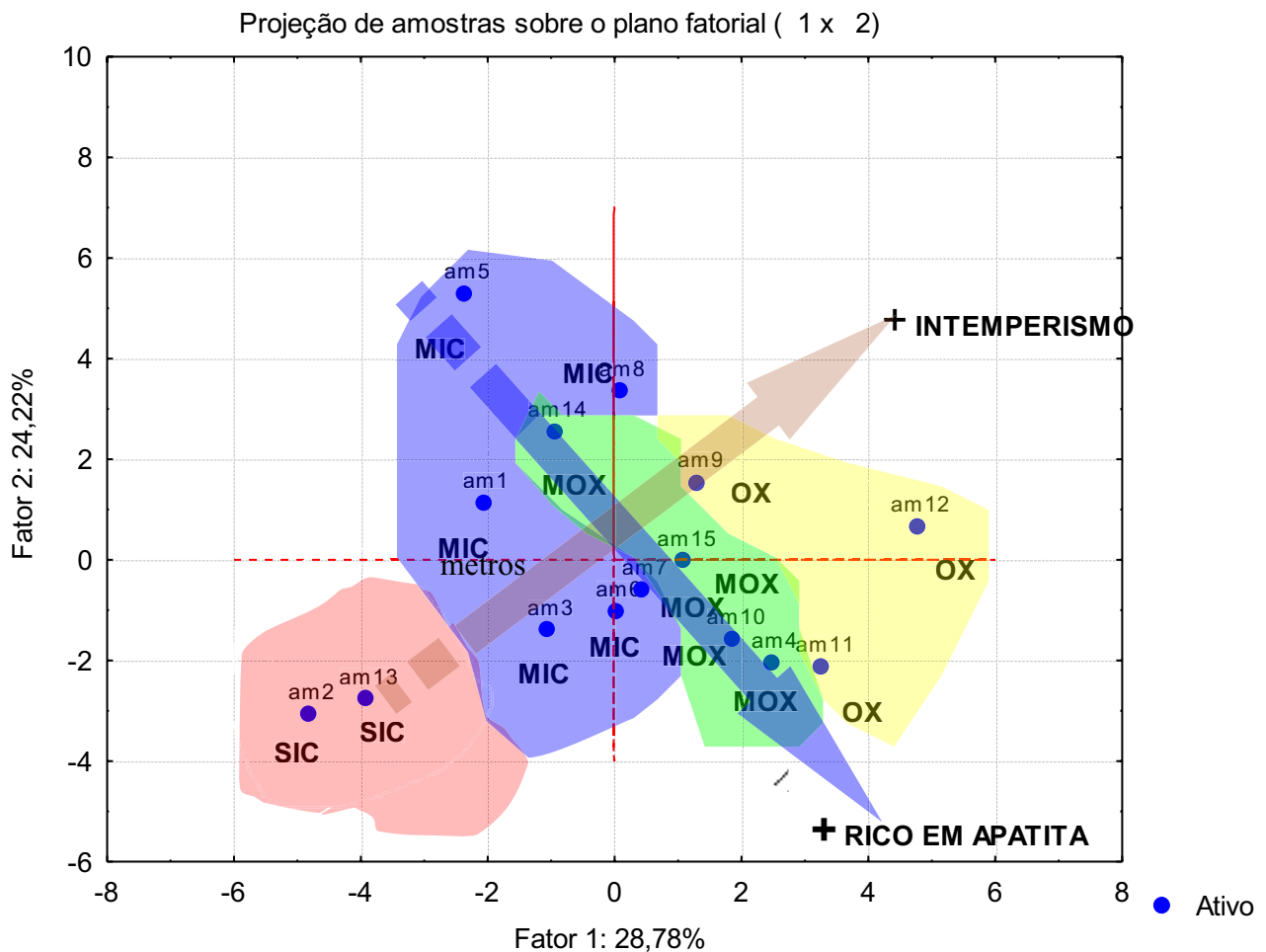


Figura IV.39 Relações obtidas por ACP entre componentes tipológicos, geometalúrgicos, intemperismo e mineralogia.

4.3 *Análise espacial do depósito com geoestatística*

Introdução

Todo depósito mineral possui zonas ricas e pobres que são controladas pelos fenômenos geológicos que lhe deram origem. Para estudar a distribuição espacial destas variações foi desenvolvido um método matemático denominado de geoestatística (Matheron, 1963), cujo objetivo é estudar uma variável considerando sua posição no espaço amostral e a sua correlação com as demais amostras. A ferramenta básica para este estudo é o variograma, que fornece dados para uma análise estrutural do depósito, do ponto de vista dos teores. Entretanto, os elementos gerados pelo variograma não são suficientes para construção de um modelo que represente o depósito com precisão e acuracidade necessárias. Para estudar a variabilidade inerente de um ou mais atributos espacialmente distribuídos no interior de um depósito a geoestatística lança mão de técnicas matemáticas como a krigagem e a simulação condicional. A razão disto é que inicialmente os atributos só são conhecidos nos locais amostrados, mas para modelar um depósito é necessário conhecer os atributos também nas posições não amostradas definido pelo espaço ocupado com o depósito. Isaaks & Srivastava (1989) mostram que para se determinar os valores dos atributos nas posições não amostradas é necessário a construção de modelos numéricos. Por exemplo, um modelo de blocos krigado de teores de P_2O_5 é um modelo numérico de uma mineralização de fosfato. Similarmente, um modelo de blocos simulado é um modelo numérico de atributos espacialmente distribuídos.

Nos modelos krigados, em geral os valores estimados são menos variáveis que os valores reais. Esta é uma propriedade intrínseca da krigagem, que tende a suavizar (*smoothing*) os valores estimados. Entretanto, a média dos valores estimados é muito próxima à média dos valores dos atributos. Já os modelos gerados por simulação condicional ou estocástica apresentam uma estatística comparável àquela das amostras. Nestes modelos a variabilidade dos atributos, e por consequência da estimação, é respeitada e o resultado torna-se mais realístico. Finalmente os modelos estocásticos tal como na krigagem, honram os dados originais das amostras medidos pela média. A principal característica dos modelos estocásticos é a geração de um conjunto de realizações ou cenários com o objetivo de procurar aquele que melhor se ajusta à média e variabilidade do conjunto de amostra. Desta forma é possível calcular não só a média das amostras como também medir acuracidade e precisão.

Se o objetivo do estudo for o cálculo de reserva, o modelo krigado é o mais indicado. Por outro lado, se o objetivo for estabelecer uma abordagem geoestatística que permita quantificar a incerteza associada à estrutura dos recursos minerais ou ainda, a manutenção da variabilidade espacial sensitiva do atributo, o modelo estocástico passa a ser o mais apropriado.

No caso deste estudo, o objetivo é construir um modelo que honre a variabilidade do depósito, por ser ele mais realístico, e por ser o que mais tem relação com a gênese da mineralização. Portanto, em complemento ao modelo de blocos apresentado na Figura IV.3, no início deste Capítulo, serão construídos três novos modelos, utilizando-se a ferramenta da Simulação Condicional com as seguintes características: um modelo para o nível saprolito aloterítico; outro para o nível saprolito isalterítico; e outro para o nível de rochas alteradas.

Variografia

A análise estrutural (do ponto de vista da distribuição dos teores) do depósito de apatita foi determinada a partir da interpretação de variogramas construídos com as amostras dos furos de sonda.

Estudos de casos onde é necessário quantificar e caracterizar a estrutura espacial de uma determinada grandeza (uma jazida, por exemplo), cujos valores derivados de amostras de furos de sonda apresentam uma relação espacial entre eles é feito pela geoestatística, uma técnica estatística que utiliza uma metodologia probabilística e não determinista. A aplicação de modelos probabilísticos é fundamental porque os fenômenos relacionados à jazida distribuem-se no espaço de forma não aleatória e por isto mesmo são ditos estruturados. Além do mais, o estudo variográfico traz junto à noção de anisotropia espacial, que nada mais é do que a propriedade de um determinado fenômeno físico reagir ou se desenvolver segundo uma determinada direção no espaço. Isto posto, o objetivo principal da aplicação desta técnica é determinar a estrutura da mineralização a partir do estudo dos variogramas.

Para a análise variográfica, os teores em P_2O_5 , considerados econômicos no Complexo Carbonatítico Catalão I foram aqueles acima de 5%, limite este denominado de teor de corte para efeito de lavra.

O banco de dados utilizado para o programa de variografia foi o arquivo de furos de sonda denominado *ftotdv.xls*. Com a utilização de filtros do programa Excel este arquivo foi manipulado para mostrar somente as amostras com P_2O_5 ap $\geq 5\%$ e

relação $\text{CaO/P}_2\text{O}_5 \geq 0.5$ e ≤ 1.6 e um código de identificação de cada litotipo. Em seguida, as amostras foram agrupadas em lotes por assinatura geoquímica (fatores positivos e negativos derivados da Análise Fatorial e/ou Componentes Principais) tal como definido no Capítulo III para cada nível de intemperismo (aloteritos, isalteritos e rocha alterada). No total, as subdivisões do arquivo de furos de sonda totalizaram 11 arquivos para confecção dos variogramas.

Dezoito variogramas distribuídos a partir do azimute 0° (norte) e espaçados a cada 10° foram construídos para cada uma das assinaturas geoquímicas definidas por Análise Fatorial e Análise de Componentes Principais no Capítulo III.

Os cálculos dos parâmetros variográficos foram obtidos com o software Datamine.

Distribuição espacial dos variogramas

Os variogramas são apresentados em gráficos bivariados em função da distância h ao longo de uma direção particular. Os resultados destes variogramas foram, por sua vez, recompostos em mapas de variogramas ou iso-gama ($2\gamma(h)$) com o objetivo de fornecer a análise espacial da variância dentro de cada unidade lito-tipológica e assim determinar a presença ou não de anisotropias.

Se um recurso mineral apresenta anisotropia, é porque ele apresenta continuidade numa determinada direção e descontinuidade na direção perpendicular. Quando não existem estas descontinuidades o modelo é dito isotrópico.

Os modelos de anisotropia podem ser definidos como:

1. Anisotropia geométrica;
2. Anisotropia zonal;
3. Anisotropia mista.

Na anisotropia geométrica os variogramas têm o mesmo patamar em todas as direções, mas com amplitudes diferentes. Na anisotropia zonal os variogramas apresentam a mesma amplitude, mas com patamares diferentes. E a na anisotropia mista patamares e amplitudes são diferentes nas várias direções estudadas.

Nos casos onde são constatadas anisotropias geométricas é permitido um ajuste no modelo variográfico com propósito de obter parâmetros de estimação de blocos por krigagem. Mas quando a anisotropia for zonal significa que existem ao longo de uma determinada direção mudanças litológicas importantes que necessitam tratamento

independentemente, gerando então mais de um variograma naquela direção. Nos casos estudados, tentou-se atenuar possíveis efeitos de anisotropia zonal, mas como já foi visto anteriormente, nos complexos carbonatíticos é praticamente impossível isolar litologia por litologia e por isto foi utilizado o conceito de zonas de predominância foscorítica, flogopitítica ou carbonatítica. Deste modo, as anisotropias tendem a ser sempre mistas, mostrando evidências anisotrópicas zonais e geográficas ao mesmo tempo. Neste trabalho, as divisões em zonas de predominância foram previamente estabelecidas a partir dos limites das assinaturas geoquímicas, e mesmo assim, anisotropias zonais de curta distância puderam ser observadas por meio dos isovariogramas construídos por 18 variogramas distribuídos a cada 10°, cobrindo todo o espaço do círculo de 360°. Para esta construção as coordenadas UTM das amostras foram previamente transformadas em coordenadas polares.

Uma vez que o objetivo da variografia neste trabalho é tão somente conhecer o comportamento espacial da mineralização de fosfato com relação a estruturas anisotrópicas relacionadas à jazida, a análise variográfica teve uma abordagem apenas parcial, voltada para as assinaturas geoquímicas foscoríticas.

Os resultados gerados pelos mapas de variogramas multidirecionais dos foscoritos são apresentados pelas Figuras IV.40, IV.41 e IV.42 relacionadas respectivamente aos intervalos aloterítico, isalterítico e rocha alterada. Os mapas mostram curvas de isovariância que relatam a existência de anisotropias geométricas e zonais importantes que poderão ser úteis no estudo da gênese destes depósitos e na definição dos parâmetros para estimação dos teores. Sobre o mapa, são traçadas para cada anisotropia duas direções preferenciais a de menor variância e a de maior variância. Quando os vetores são desiguais é porque existe anisotropia.

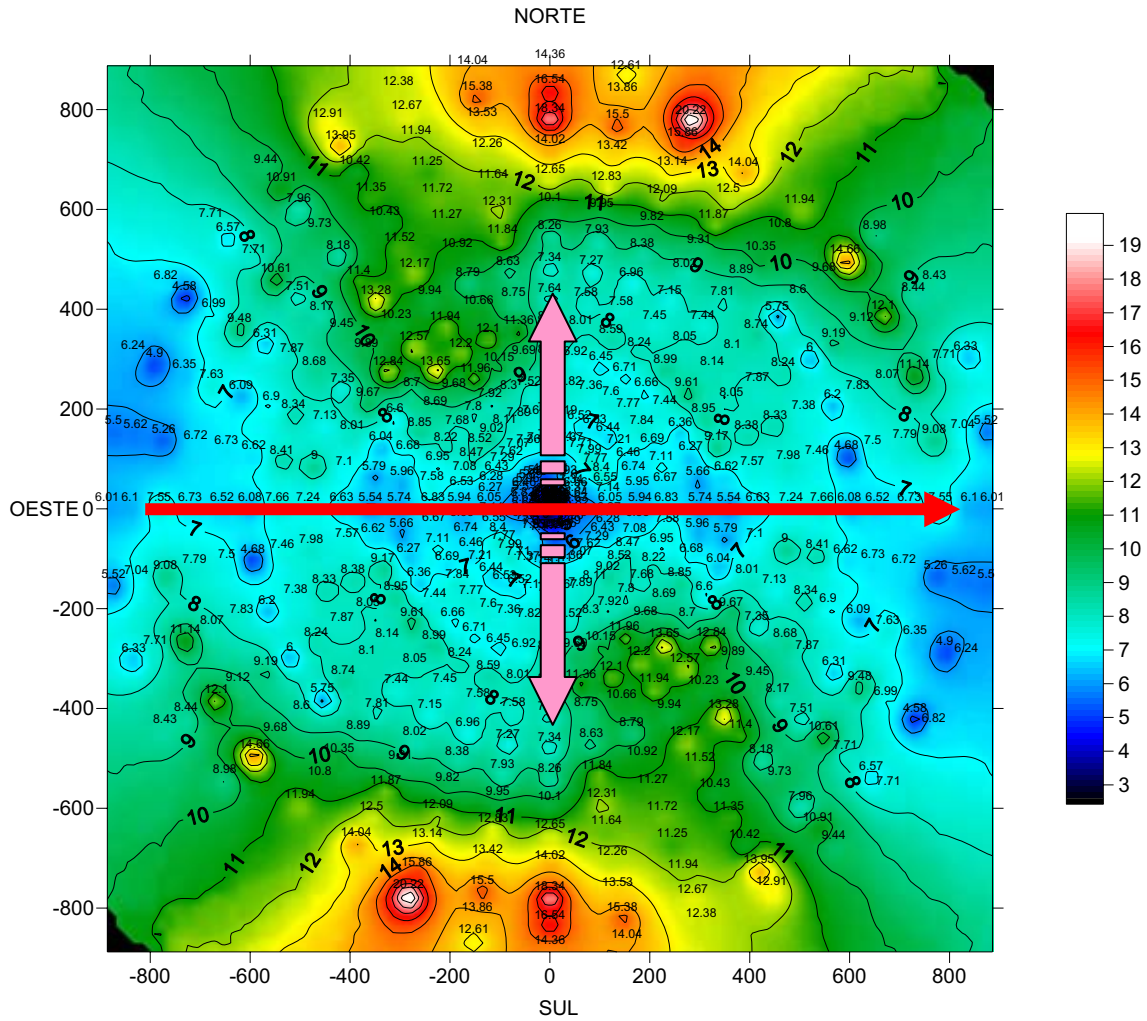


Figura IV.40 Projeção das variáveis químicas e geometalúrgicas sobre o plano fatorial 3 x 4. Caso dos dados coletados em malha irregular

A anisotropia registrada nos solos posicionados sobre rochas de predominância foscorítica é a única que não mostra o tipo zonal porque o grau de homogeneização dos materiais situados no nível aloterítico é sempre muito intenso.

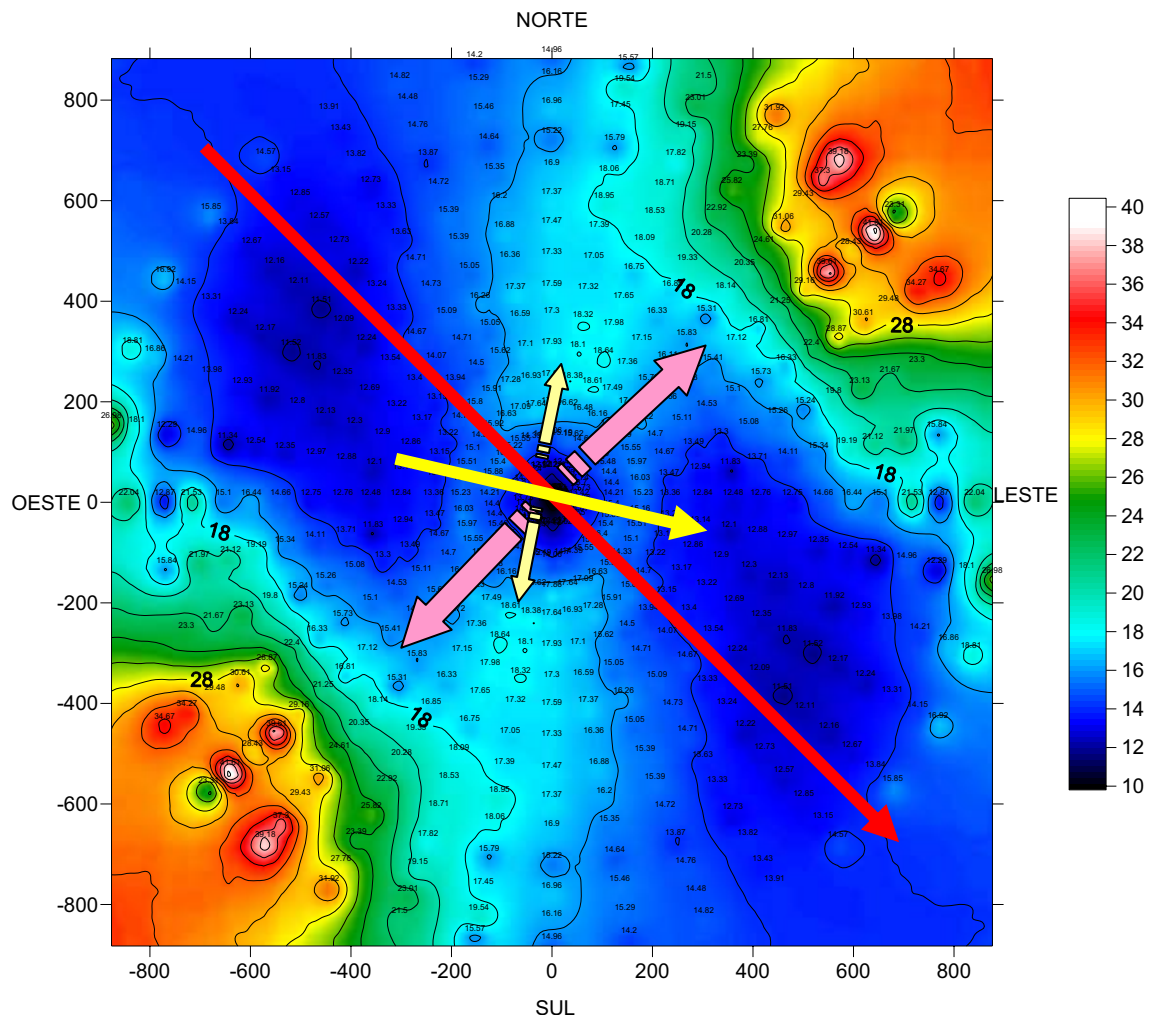


Figura IV.41. Mapa de isovariograma identificando a presença de anisotropia mista na direção de azimute 135° e 45° como principal e outra menor secundária na direção 100° e 10° para os foscoritos posicionados no intervalo de intemperismo isalterítico.

No nível isalterítico a anisotropia registrada é do tipo mista, mostrando dois eixos: um maior, regional, no azimute 135°, e outro local, no azimute 100°. Todavia, ambos situam-se no quadrante NW, local onde a maioria das anisotropias se posicionou.

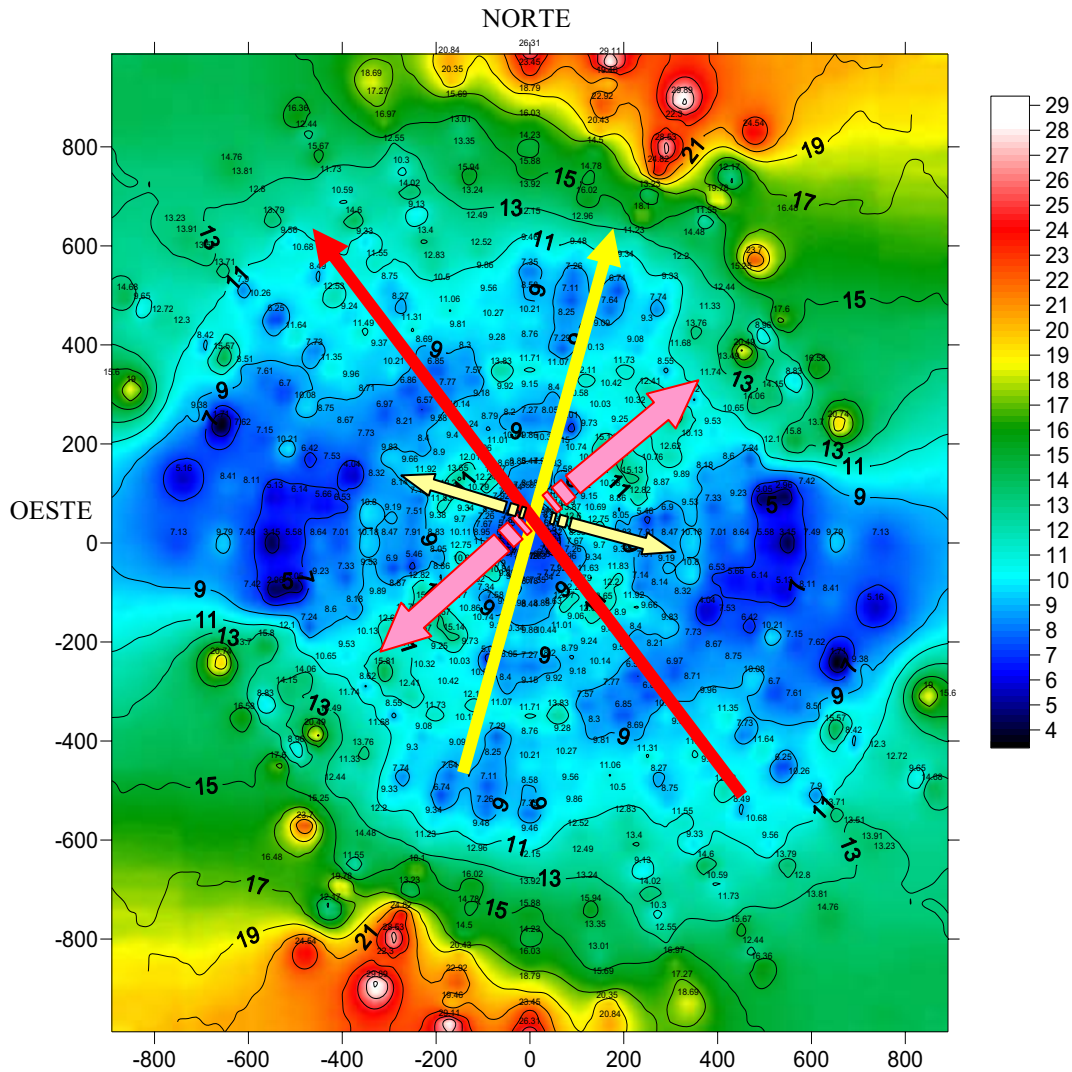


Figura IV.42 Mapa de isovariograma identificando a presença de anisotropia mistas na direção de azimute 141° e 51° e na direção 18° e 118° para os foscóritos posicionados no intervalo de intemperismo rocha alterada.

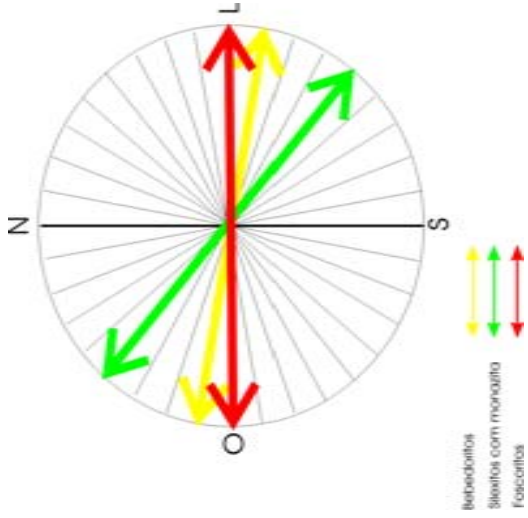
No nível de Rocha Alterada ocorrem também anisotropias mistas. A principal anisotropia está posicionada na direção 141° e uma secundária na direção 18°. Como este nível foi o menos influenciado pelas ações intempéricas este tipo misto de anisotropia zonal/geográfica pode estar revelando a presença de duas gerações de foscóritos. No Capítulo II foi mostrado que, de fato, isto pode ser possível, pois existe a possibilidade de foscóritos derivado por fracionamento dos bebedouritos e foscóritos derivado diretamente por imiscibilidade.

A Tabela IV.16 apresenta um resumo de todos parâmetros variográficos calculados para os foscoritos e também para as outras litologias a cada nível intempérico. A Figura IV.43 é um resumo das direções de anisotropias de todas litologias.

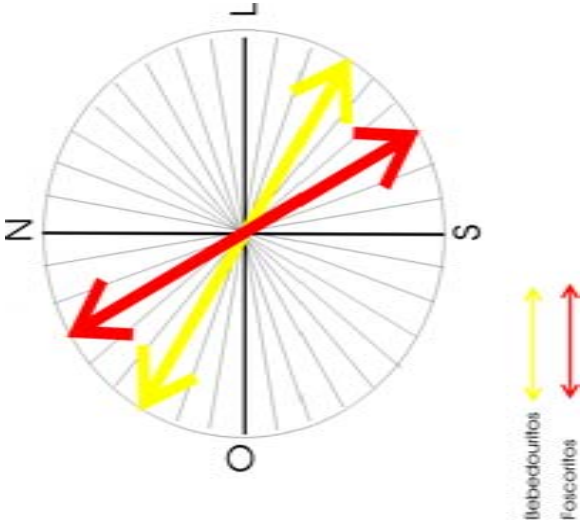
Tabela IV.16. Resumo dos parâmetros das assinaturas geoquímicas nos três níveis de intemperismo.

NÍVEIS DE INTEMPERISMO	FATORES	LITOLOGIA	ASSINATURA	Direção		Alcance			C3	C2	C1	C0	Patamar (sill) 1	Patamar (sill) 2	Patamar (sill) 3	σ^2	MODELO	
				Y	X	a1 metros	a2 metros	a3 metros										
ALOTERITO	FATOR 1 POSITIVO	ASSINATURA FLOGOPITITICA	Fe ₂ O ₃ +MgO+Al ₂ O ₃ +TiO ₂	00-100°	00-10°	Vert	175	246	17229	1.7	2.3	10.5	8.3	10.6	16.5	16.5	Anisotrópico	
	FATOR 1 NEGATIVO	ASSINATURA SILEXITO COM TERRAS RARAS	SiO ₂ +Tr ₂ O ₃	130°	40°	Vert.	100.9	132.9	-	1.2	6.8	4.3	8.1	12.4	-	12.4	Anisotrópico	
	FATOR 2 POSITIVO	ASSINATURA FOSCORITICA	P ₂ O ₅ T+Al ₂ O ₃ +BaO	00-00	00-90°	Vert	172	631	703	1.2	5	5.5	0.3	6.2	11.7	12.0	Anisotrópico	
	FATOR 1 POSITIVO	ASSINATURA FLOGOPITITICA	MgO+Al ₂ O ₃ +TiO ₂	00-120°	00-30°	Vert	159	750	-	2.0	8.9	8.9	-	10.9	19.9	-	19.9	Anisotrópico
	FATOR 1 NEGATIVO	ASSINATURA FOSCORITICA	P ₂ O ₅ ap+P ₂ O ₅ T+CaO	00-160°	00-70°	Vert	59	189	8844	2.2	6.6	6.3	7.0	8.9	15.2	22.1	22.1	Anisotrópico
	FATOR 1 POSITIVO	ASSINATURA FLOGOPITITICA	Al ₂ O ₃ +SiO ₂ +TiO ₂	00-130°	00-40°	Vert	41	126	778	1.1	4.8	2.6	2.9	5.9	8.5	11.5	11.5	Anisotrópico
ROCHA ALTERADA	FATOR 1 NEGATIVO	ASSINATURA CARBONATITICA	CaO:P ₂ O ₅ +BaO	00-110°	00-20°	Vert	73	335	830	0.5	3.4	3.4	4.6	8.0	11.5	11.5	Anisotrópico	
	FATOR 1 NEGATIVO (SIMUL 1)	ASSINATURA FOSCORITICA	P ₂ O ₅ ap + P ₂ O ₅ T + Fe ₂ O ₃ + CaO	00-100°	00-10°	Vert	117	145	687	1.3	3.0	3.5	4.3	7.8	13.3	13.3	Anisotrópico	
	FATOR 2 POSITIVO COM ACP	ASSINATURA FLOGOPITITICA	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃ +SiO ₂ +TiO ₂ +Tr ₂ O ₃	00-30°	00-120°	Vert	56	237	542	1.3	5.3	1.5	5.2	6.6	8.1	13.3	13.3	Anisotrópico
	FATOR 2 NEGATIVO COM ACP	ASSINATURA DOLOMITICA	CaO:P ₂ O ₅ + MgO	00-130°	00-40°	Vert	62.3	302.4	391.6	0.86	4.30	1.14	2.32	5.16	6.30	8.62	8.62	Anisotrópico
	FATOR 3 POSITIVO	ASSINATURA TERRAS RARAS	Tr ₂ O ₃ +BaO	00-130°	00-40°	Vert	49.4	57.9	551.9	0.72	0.04	2.74	3.67	0.76	3.50	7.17	7.17	Anisotrópico
							117.2	208.4	609.1	0.72	0.04	2.74	3.67	0.76	3.50	7.17	7.17	Anisotrópico
						5.1	46.4	71.8	0.72	0.92	1.76	3.83	1.64	3.40	7.23	7.23	Anisotrópico	

ALOTERITO



ISALTERITO



ROCHA ALTERADA

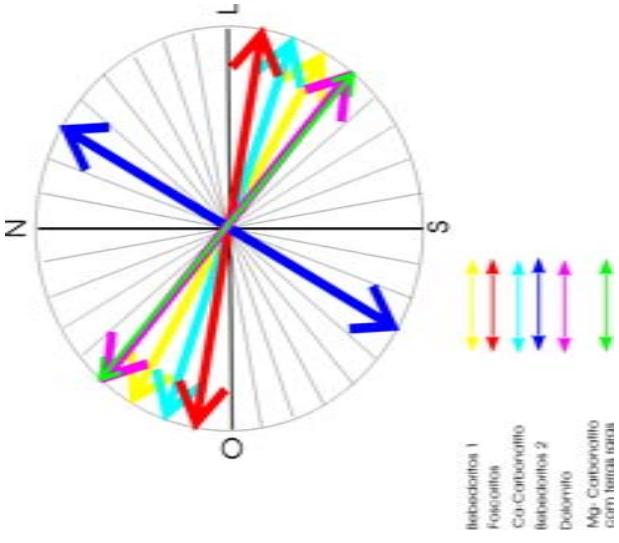


Figura IV.43. Evolução das direções de anisotropia da jazida de fosfato e dos litotipos associados na porção leste-nordeste do Complexo. Com exceção da assinatura bebedourito 2 no intervalo Rocha Alterada, a tendência geral para depósitos e rochas, pouco ou muito intemperizadas, é situar-se no intervalo de direções entre 90o e 130o. Esta é uma zona de menor variância relacionada à direção onde os fenômenos ligados a intrusão e mineralizações ocorreram.

Simulação condicional

A Simulação Condicional é uma ferramenta geoestatística para produção de modelos em escala detalhada que reproduzem tanto as características espaciais quanto as estatísticas de um depósito mineral (Souza, 2002). Isto significa que as simulações são condicionadas aos dados amostrais e honram a continuidade espacial modelada pelo variograma, preservando a variabilidade local do depósito (Souza, 2002).

O objetivo deste trabalho é a geração de um modelo de blocos que honre a variabilidade do depósito. Vários outros recursos associados a esta técnica não serão aqui explorados porque estão fora do escopo.

Para construção do modelo foi utilizado o módulo de Simulação Condicional (SGSIM) do programa Datamine (Figura IV.47). O número de cenários gerados foi limitado entre cinco e dez para cada nível de intemperismo (aloterítico, isalterítico e rocha alterada) por causa do tamanho do banco de dados e limitações computacionais.

FLUXOGRAMA PARCIAL DO MODELAMENTO ESTOCÁSTICO

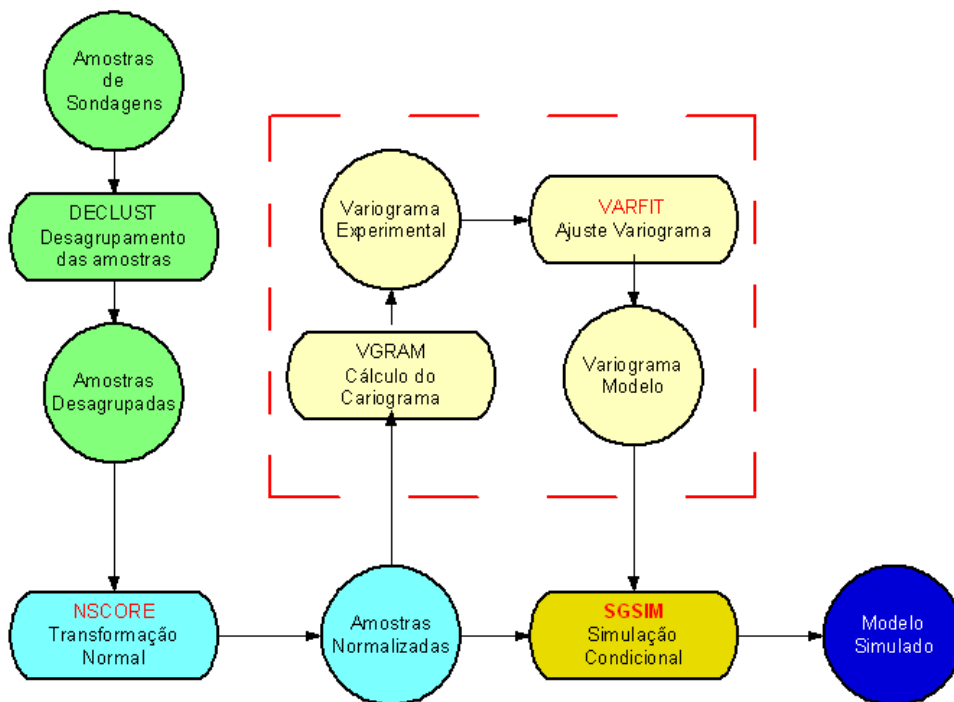


Figura IV.44. Fluxograma básico usado na aplicação da técnica de Simulação Condicional

determinadas por análise de componentes principais e análise fatorial dos foscoritos para cada um dos três níveis de intemperismo definidos no Capítulo III, ou seja, saprolito aloterítico, saprolito isalterítico e rocha alterada.

As Figuras IV.45, IV.46 e IV.47 apresentam modelos de blocos com vista isométrica onde pode ser observada a variabilidade dos teores de P_2O_5 segundo a direção de anisotropia geométrica identificada pelos ensaios variográficos (Tabela IV.16). Observa-se, principalmente nas Figuras IV.41 e IV.42, a direção preferencial de anisotropia, no quadrante NW ressaltada pelos teores mais elevados de P_2O_5 , distribuindo-se nesta direção.

A composição das Figuras IV.45, IV.46 e IV.47, separadas pelos intervalos de intemperismo, forma o envelope do corpo mineralizado em P_2O_5 , dominado por foscoritos (Figura IV.48). Entretanto, somente o Saprolito Isalterítico é explorado economicamente, porque no intervalo aloterítico o P_2O_5 é derivado de fosfatos secundários (família das crandalitas) e no intervalo Rocha Alterada, apesar de dominado por apatita, ocorre uma associação com carbonatos que são nocivos ao atual processo de concentração.

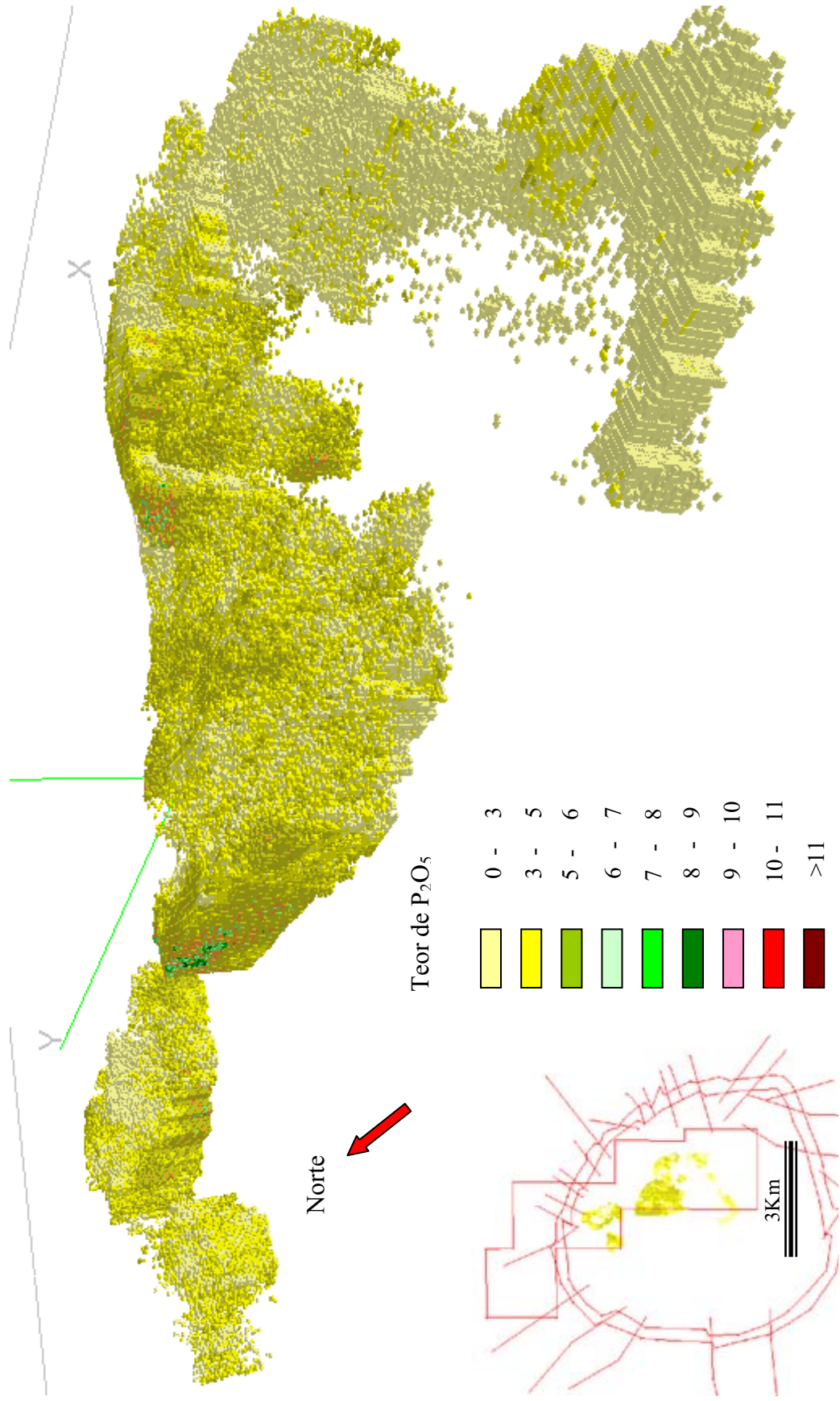


Figura IV.45.. Modelo de blocos (35 x 35 x5 metros) do nível Saprolito Aloterítico com teores de P_2O_5 estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica

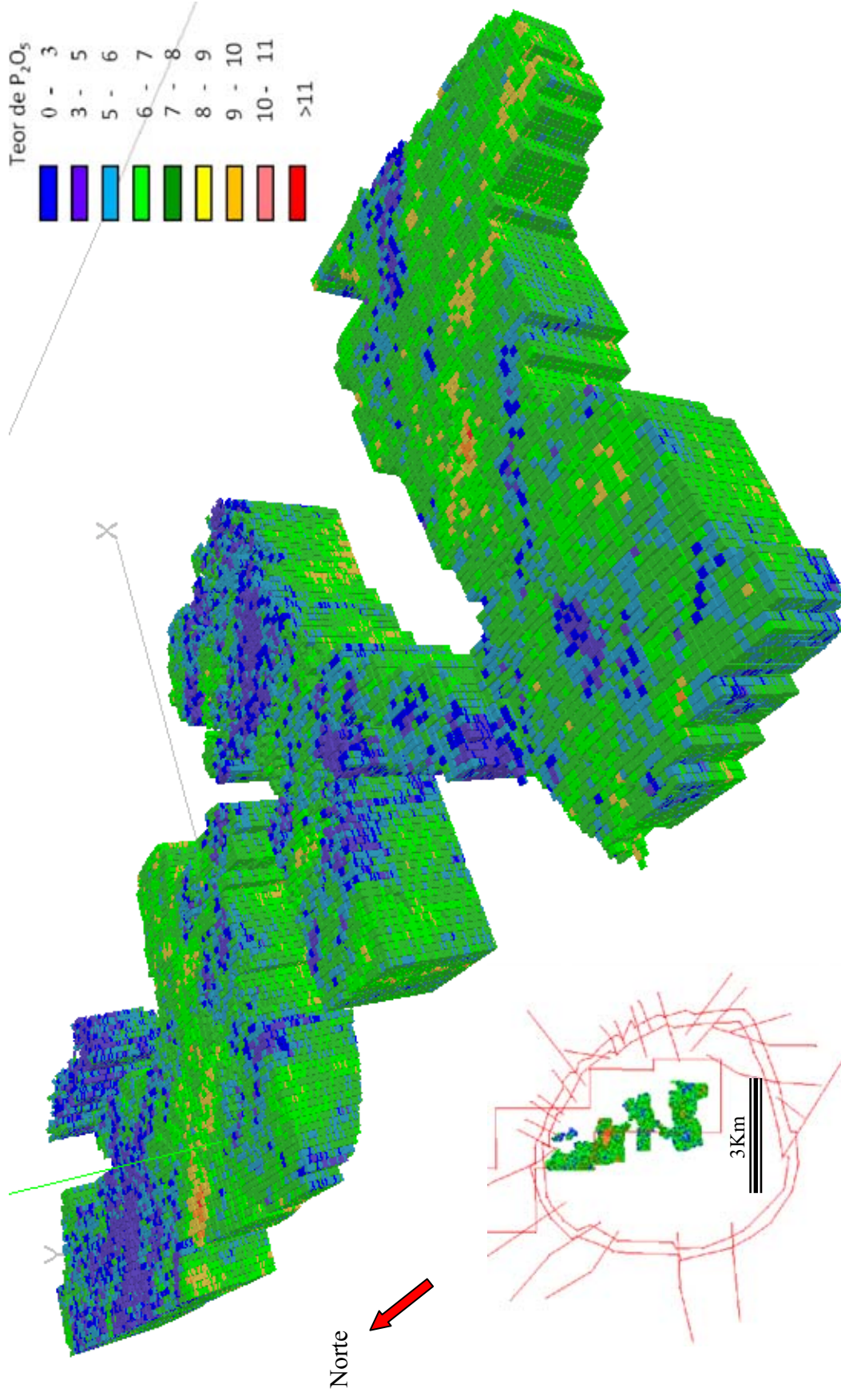


Figura IV.46. Modelo de blocos (35 x 35 x 5 metros) do nível Saprolito Isalterítico com teores de P_2O_5 estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica.

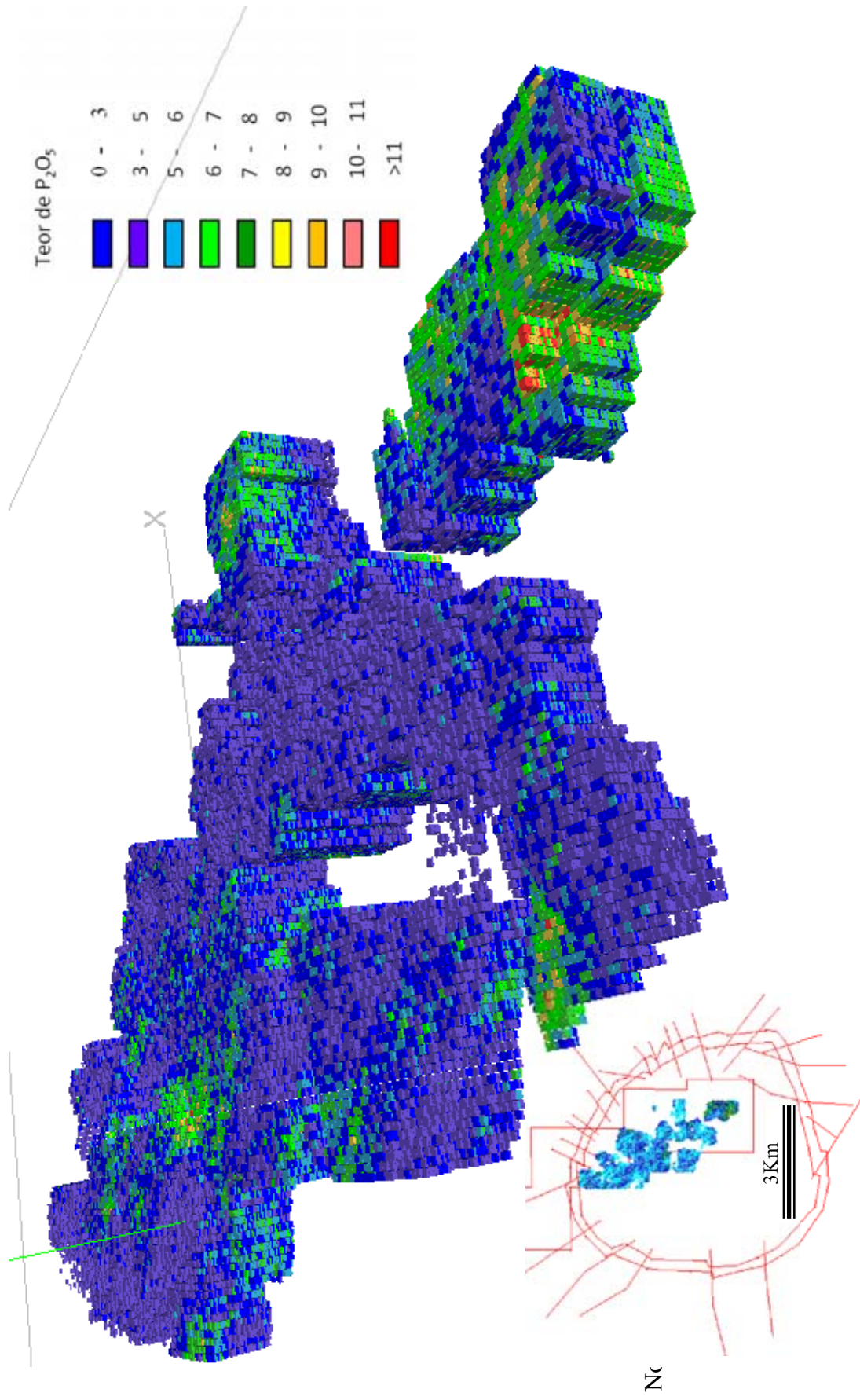


Figura IV.47. Modelo de blocos (35 x 35 x5 metros) do nível Rocha Alterada com teores de P_2O_5 estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica.

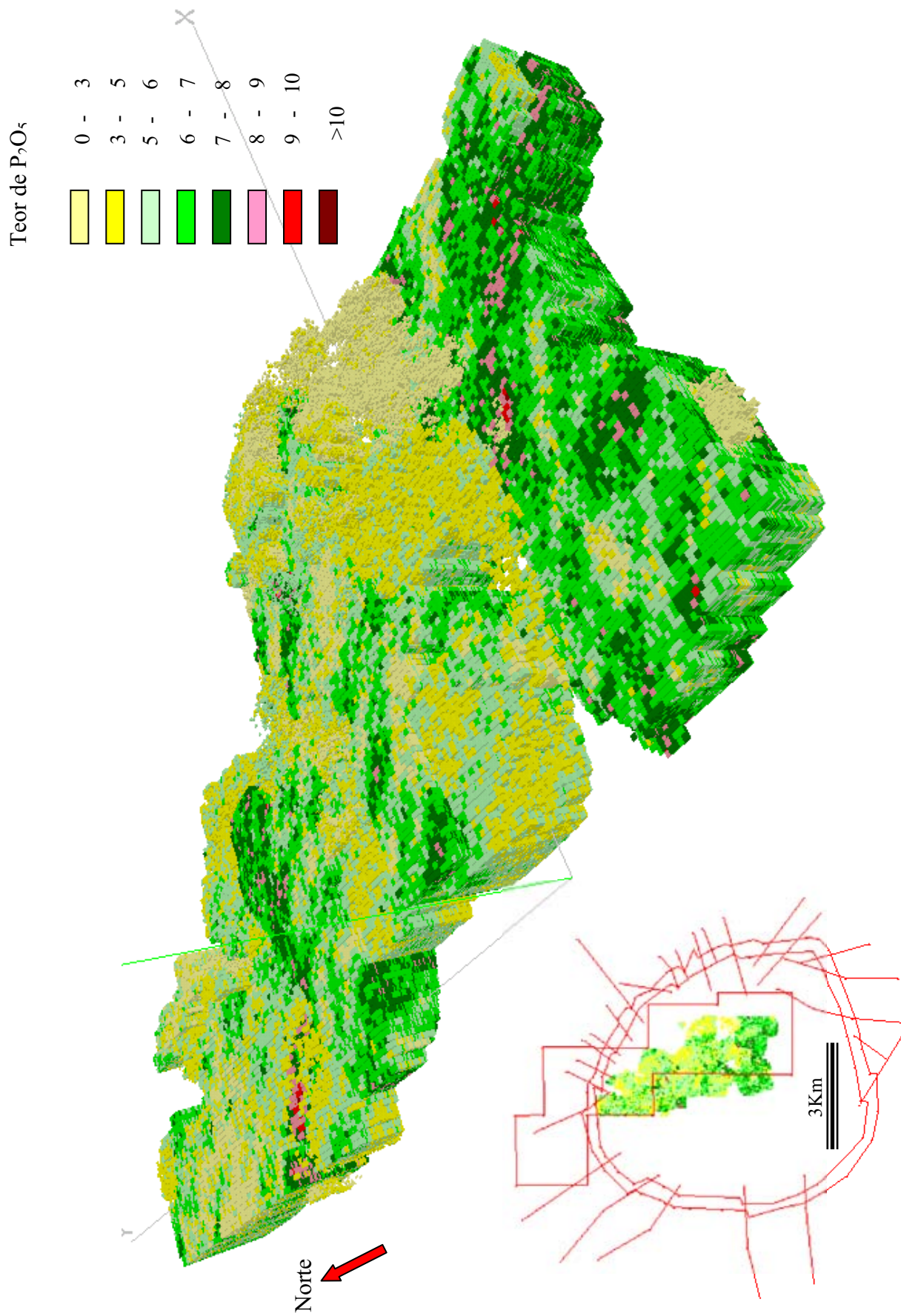


Figura IV.48. Modelo total: somatório dos modelos aloterítico + isalterítico + rocha alterada com teores de P_2O_5 estimados por Simulação Condicional a partir da assinatura geoquímica foscorítica.

4. 4 Gênese do depósito de apatita de Catalão I

Introdução

A apatita tem uma longa história evolutiva passando por processos magmáticos de imiscibilidade, cristalização fracionada, metassomáticos, hidrotermais e, finalmente, intempéricos. Suzanne *et al.* (2000) identificaram dois tipos de apatitas primárias em xenólitos mantélicos do Oeste de Vitória e Kiama na Austrália, denominadas de A e B. A apatita A é o resultado do metassomatismo por fluidos mantélicos ricos em CO₂ e H₂O, enquanto a apatita B resulta da cristalização de magmas carbonatados silicatados. Wyllie (1966, *apud* TUTTLE e GITTINS, 1966) mostrou em estudos experimentais, com magmas carbonatíticos sintéticos, que pequenas quantidades de P₂O₅ são suficientes para iniciar formação de apatitas como fase cristalina no líquido, com a calcita e a apatita podendo precipitar simultaneamente num amplo espectro de temperaturas e pressões. Bigarr (1966), também realizando estudos experimentais, observou que cristais ovóides de apatita em Ca-Carbonatitos, quando em quantidade suficiente, é uma indicação de uma cristalização precoce na evolução de um magma carbonatítico. Este mesmo autor, trabalhando num sistema CaO – P₂O₅ – H₂O, temperaturas variando entre 700 – 900° C e pressão de 1 kb, afirma que a apatita foi o primeiro cristal a se formar a partir de um líquido com apenas 1,8% de P₂O₅, e que em seguida afunda formando cumulados. Le Bas (1989), a partir de observações petrográficas, mostra que a apatita é um dos primeiros minerais a se cristalizar, em grupos de cristais prismáticos com textura cumulática, a partir de um líquido carbonatítico. Em seus experimentos mostrou que existe uma partição muito forte do fósforo em direção ao líquido carbonático, quando o mesmo se separa do líquido silicático, nas temperaturas e pressão do experimento e isto se reflete na alta composição modal de apatita nos primeiros carbonatitos calcíticos ou magnesianos formados. Para Rahal (1987) a cristalização da apatita é função das atividades do CaO, P₂O₅, das fugacidades de CO₂, H₂O, Cl₂ e F₂ e da maior ou menor disponibilidades de sílica no líquido. Os coeficientes de atividade do P₂O₅ são maiores nas fusões despolimerizadas (pobre em sílica), onde o fósforo se associa preferencialmente a fase líquida, diferente das fusões polimerizadas (rica em sílica), em que o fósforo não é estável no líquido, preferindo particionar para a fase cristalina. Gittins (1989) mostrou

que a apatita começa a cristalizar-se muito precocemente em líquidos carbonatíticos, por causa da sua baixa solubilidade, e que continua a cristalizar durante toda a evolução magmática, devido à abundância dos carbonatos no meio. Sokolov (1983) observou que a composição mineral dos elementos-traço e as inclusões fluidas e sólidas apontam para uma relação genética entre rochas com magnetita e apatita e os carbonatitos. Russellet al. (1954, in Hoggart, 1989) definiu o termo foscorito para descrever a rocha com magnetita, olivina e apatita de Palaborwa, África do Sul. Para Erikson (1989), os foscoritos de Palaborwa são rochas confinadas na parte central do complexo. Entretanto, Hanekon *et al.* (1965) especificaram a composição modal média destas rochas em 25% de apatita, 18% de carbonatos, 35 % de magnetita e 22% de uma mistura de olivina, serpentina e mica, sendo que as proporções podem variar de 100% de magnetita a 100% de olivina. Le Maitre (1989) define foscorito como uma rocha ígnea, composta por magnetita-olivina-apatita, freqüentemente associada à carbonatitos. Entretanto, um grande debate persiste entre vários autores, o que resultou na formação de duas correntes: a primeira daqueles autores que acreditam em uma origem hidrotermal-metassomática para os foscoritos (Kukhareno *et al.* 1965; Kapustin 1980; Epshtyn & Danilchenko 1988 e Zaitsev & Bell, 1995) e a segunda, dos que defendem uma origem magmática (Kharlamov *et al.*, 1981; Lapin, 1982; Lapin & Vartiainen, 1983; Erikson, 1989; Egorov, 1993 e Zaitsev & Bell, 1995).

Le Bas e Handley (1979), com base em análises de apatitas de carbonatitos, piroxenitos, urtitos e ijolitos, no Oeste do Quênia, sugeriram para os carbonatitos uma origem por cristalização fracionada de um magma ijolítico e subsequente imiscibilidade de líquidos.

Uma outra linha genética da apatita, relaciona-se ao processo intempérico (Toledo, 1999; Ferrari, 2000; Lucas *et al.*, 1980; Flicoteaux & Lucas, 1984; Zanin, 1989 e Lottermoser, 1990). A alteração dos fosfatos depende de aspectos climáticos, topografia, características texturais e estruturais, mineralógicas e geoquímicas da rocha original (Ferrari, 2000) e são estes mesmos aspectos que determinam as condições físico-químicas do meio e o comportamento dinâmico do fósforo (Zenin, 1989). No perfil intempérico o fósforo pode ser acumulado, segundo Ferrari (2000), nas seguintes condições:

- em ambiente alcalino..... apatita residual;
- em ambiente francamente ácido fosfatos de alumínio ou ferro;

- em ambiente moderadamente ácido eliminação total do P.

Além disto, durante o intemperismo, o fósforo pode influenciar a disponibilidade de outros elementos, fixando cátions na formação de fosfatos secundários e formando apatitas secundárias na base do perfil intempérico (Toledo, 1999 e Ferrari, 2000). A apatita começa a se desestabilizar em meios moderadamente ácidos conforme observado por vários autores (Lucas *et al.*, 1980, Flicoteaux & Lucas 1984, Zanin 1989, Lottermoser 1990). Altschuler (1973) observou dissolução incongruente durante ataque ácido de apatitas a 25° C e 70° C, notando uma maior liberação de Ca e uma diminuição da relação CaO/P₂O₅. Lucas *et al.* (1980) demonstraram que a liberação de elementos tais como o Al e o Fe de outros minerais, quando da intensificação do intemperismo, poderia favorecer a formação de fosfatos secundários. Assim, caso o ambiente tornar-se rico em alumínio, por exemplo, os fosfatos aluminosos se formariam, mas se for o Fe o elemento disponível no meio, como acontece com certas rochas fosforíticas, seriam os fosfatos de ferro que iriam predominar.

Os estudos realizados e apresentados nos Capítulos precedentes, envolvendo a geologia do complexo, a descrição e a caracterização dos depósitos minerais, forneceram os subsídios necessários para a determinação do papel que cada um dos processos envolvidos na constituição do complexo teve sobre cada um dos depósitos minerais econômicos ali conhecidos. A gênese dos depósitos minerais deve ser analisada em conjunto com os processos que atuaram no complexo desde o início de sua formação. Esta foi a concepção adotada para o estudo da gênese dos depósitos. Os processos reconhecidos na formação do depósito de apatita foram respectivamente: magmáticos, os metassomáticos/hidrotermais e intempéricos. Cada um deles teve seu grau de contribuição na formação da jazida.

O papel do magmatismo na formação dos depósitos de apatita

A apatita possui múltiplas origens, e a forma final do depósito é apenas o resultado da concentração residual, por intemperismo, sobre uma pré-concentração que se instalou em diversas litologias, em função de diferentes processos. Estes fatos fizeram do depósito um corpo heterogêneo, tanto do ponto de vista quantitativo como qualitativo. Assim, o entendimento destes depósitos passa, necessariamente, pelo estudo da evolução do complexo, que busca consolidar o conhecimento sobre o papel do magmatismo, do metassomatismo/hidrotermalismo e do intemperismo. O estudo da

geologia do complexo, apresentado no Capítulo III, mostrou que a apatita foi um dos primeiros minerais a se cristalizar, juntamente com a perovskita, magnetita, ilmenita, olivina e piroxênio, ainda na fase silicática do magmatismo, em quantidades pequenas, mas suficientes para quando concentradas por processos intempéricos, constituir depósitos econômicos. No complexo de Tapira, em Minas Gerais, a apatita concentrada residualmente no manto intempérico, a partir de piroxenitos, produziu desde 1980 mais de 180×10^6 toneladas de minério a um teor médio de 7,5% de P_2O_5 . Em Catalão, a apatita desta fase magmática, com teor inferior àquele de Tapira, somente constitui depósitos econômicos quando associada a veios de foscoritos, pertencentes a fases posteriores do magmatismo.

Os estudos petrográficos realizados pelo autor, somados àqueles apresentados por Araújo (1996), Baecker (1983), Pereira (1995) e Imbernon (1993) mostraram que o magma silicático evoluiu por cristalização fracionada para um magma cada vez mais foscorítico e carbonatado. Os estudos anteriores, apesar de mostrarem divergências interpretativas dos fenômenos observados, foram importantes do ponto de vista do registro de dados. Novas informações, obtidas a partir de novas sondagens e afloramentos surgidos no fundo da mina estão mostrando agora que as observações e os dados de cada um dos autores citados acima estavam bem embasados, mas as interpretações dadas na época do estudo, por seu alcance pontual, são eventualmente questionáveis. Neste estudo, procurou-se aplicar uma abordagem mais ampla sobre o conjunto de observações reunidas, de modo a compreender os processos na escala do domo. Pereira (1995) identificou duas rochas, A e B, denominada de fosteritito (90% de olivina e 10% de apatita) e a segunda de foscorito (>50% de apatita); Baecker (1983) também definiu dois tipos de foscorito, denominados de foscorito metassomático e de magnetita olivinito (1 a 10% de apatita), este último derivado da fase silicática por diferenciação magmática; Araújo (1996), por sua vez, utilizou o termo foscorito para rochas semelhantes àquelas ricas em olivina definidas por Baecker (1983), cuja composição foi estimada em 50 a 80% de olivina, 5 a 10% de magnetita e apenas 1 a 2% de apatita. Além destas, o presente autor identificou outros dois tipos da série foscorítica derivados por diferenciação magmática das fases silicáticas e derivados de imiscibilidade de líquidos: nelsonitos ricos em nióbio e nelsonitos sem nióbio.

Os nelsonitos sem nióbio mostram claramente uma evolução partindo da borda do domo, onde predominam rochas silicatadas, para uma maior associação com Mg-carbonatitos em direção ao centro do domo. Analisando as rochas encaixantes de ambos

nelsonitos, constituídas por flogopititos, serpentinitos, ou uma mistura dos dois, observa-se, às vezes, um intricado arranjo de rochas com apatita e magnetita associada a flogopita, carbonatos, serpentina, perovskita, anatásio e ilmenita. Neste arranjo, tende a aumentar a quantidade de apatita à medida que diminuem as fases ricas em titânio e aumentam as fases ricas em carbonatos. Observou-se esta tendência, tanto no sentido borda-centro do domo, como no sentido base-topo dos níveis investigados por sondagens mais profundas, até 350m, para níveis mais rasos, situados a 100 metros da superfície, mesmo nos furos localizados na borda do domo.

Estes fatos corroboraram a possibilidade de diferenciação magmática por fracionamento, a partir de um magma ultramáfico, onde se identifica a presença de apatita muito precoce cristalizada em pequena quantidade junto com perovskita e como inclusão em olivina. A quantidade de apatita cresce à medida que diminui, ou se esgota, a cristalização das fases silicáticas e titaníferas. No Capítulo III foram apresentadas fotos de testemunhos e afloramentos onde são constatadas estas feições.

Brod (1999) estudando o complexo de Tapira e Salitre, ambos em Minas Gerais, pertencentes à Província Ígnea do Alto Paranaíba, apresentou evidências petrológicas sobre rochas silicáticas e carbonatíticas formadas por processos de fracionamento e imiscibilidade. Nestes complexos, as variações na mineralogia modal e na composição química dos minerais essenciais representam uma progressão de cumulados cada vez mais evoluídos, sugerindo a ação de processos cristalização fracionada na formação de algumas de suas rochas.

No Complexo Carbonatítico Catalão I o avançado estado de alteração metassomática sofrida pelas rochas silicáticas, transformando piroxenitos e dunitos em serpentinitos e flogopititos impedem um estudo similar para determinar a existência de processos de cristalização fracionada e de imiscibilidade. Em Tapira, Brod (1999) identificou assinaturas geoquímicas produzidas por processos de imiscibilidade de líquidos silicático-carbonático, tanto no líquido conjugado rico em carbonato, como no conjugado rico em silicatos. A assinatura do membro carbonatítico é marcada por empobrecimento de Th, Zr e Hf, um fracionamento positivo de Terras Raras leves/Terras raras pesadas e uma forte desunião do Nb e Ta com o aumento da razão Nb/Ta. Contrariamente, o líquido silicático apresenta estas anomalias no sentido oposto. Já os produtos carbonatíticos e silicáticos gerados por fracionamento não apresentam estas assinaturas.

Em escala de afloramento e testemunhos de sondagens de Catalão, apenas os nelsonitos da série foscorítica são facilmente observáveis. Macroscopicamente os foscoritos mais ricos em olivina, que comumente se confundem com rochas ultramáficas, tais como dunitos ou weherlitos, normalmente serpentinizados ou flogopitizados, exigem um exame mais acurado para sua identificação, como aplicação de molibdato de amônia para detectar a presença de apatita.

Os nelsonitos ocorrem na forma de veios, apófises, bolsões e lentículas, às vezes com contatos difusos com a encaixante flogopitítica. As relações de contato entre estas duas rochas sugerem terem existido pelo menos dois eventos de magmatismo foscorítico: o primeiro, sem a presença de pirocloro, mostra que parte desta rocha é consequência do fracionamento do magma silicático; o segundo representado por veios e diques, com contatos bem definidos, é marcado pela presença de pirocloro, o que sugere ter sido gerado em local diferente do primeiro e por imiscibilidade de líquidos ainda precoces do magmatismo silicático primário, onde o nióbio não teve chance de se particionar preferencialmente para o líquido silicático.

Brod (1999) argumenta que são os carbonatitos gerados por imiscibilidade de líquidos que alojam depósitos econômicos de nióbio. Na fase silicática, o nióbio se instalou na perovskita juntamente com as terras raras, já na fase carbonatítica, derivada por imiscibilidade de líquidos e evoluiu para foscoritos por processos de fracionamento, o mineral de Nb formado foi o pirocloro juntamente com a apatita. No depósito de apatita da Fosfertil estão presentes os dois tipos de nelsonitos da série foscorítica. Brod *et al.* (2003) sugerem que os weherlitos que ocorrem no Complexo Carbonatítico de Tapira (MG) poderiam ser derivados de uma fração magmática carbonatada, formada por imiscibilidade, que fracionou olivina e que esta rocha seria precursora dos foscoritos e nelsonitos. Em Catalão as evidências petrográficas da presença de weherlitos são apenas especulativas em função do intenso metassomatismo que alterou as rochas de filiação silicáticas em serpentinitos e flogopititos mascarando e impossibilitando determinar a rocha original. Entretanto, associações de rochas com extensa serpentinação e flogopitização, pseudomorfos de oliva e piroxênio serpentinizados, com carbonato e apatita sugerem que possa existir em Catalão um membro silicático que evoluiu para foscoritos.

Foscoritos ricos em pirocloro, classificados de nelsonitos, que ocorrem na porção central do domo, tanto na área de Anglo American, como na área da Fosfertil, constituem um tipo especial, não somente pela sua associação com nióbio em

quantidades econômicas, mas também pelos altos teores de BaO. Nestas áreas, os foscoritos se apresentam na forma de veios, diques e plugs que cortam flogopititos às vezes com núcleos preservados de piroxênio e olivinas. Nestas rochas, a apatita, magnetita e olivina são fases que afundam na forma de cumulos que se separaram do líquido carbonatítico. Este por sua vez escapou por *filter pressing* e acendeu formando bolsões, diques e veios de carbonatos na parte superior da câmara e, às vezes, retido parcialmente como matriz das apatitas e magnetitas. Estes diques de carbonatos são sempre muito reativos e foram os precursores do metassomatismo verificado nas rochas do complexo.

Pereira (1995) conseguiu identificar no Complexo Carbonatítico Catalão I pelo menos três gerações distintas de apatita denominadas de: apatita associada aos foscoritos, apatita associada aos carbonatitos sovíticos, e apatita associada ao apatitito que seriam responsáveis pelas mineralizações econômicas de fosfato. Na área deste trabalho foram identificados diques de apatitito com teores em P_2O_5 superiores a 39% mas restritos localmente a pequenas áreas dentro da lavra associados aos foscoritos.

Na região centro sul da área ou borda sul da Lagoa Seca ocorrem nelsonitos sem pirocloro associados à flogopititos e Mg-carbonatitos com magnetita subordinados, cujo teor médio de P_2O_5 na rocha fresca atinge facilmente os 13%, tornando este local propício, no futuro, depois da retirada do manto intempérico também mineralizado, para a instalação de lavra, inicialmente a céu aberto e futuramente subterrânea.

Os dados até aqui analisados demonstram que o magmatismo teve um papel fundamental na distribuição da apatita, desde os teores mais baixos aos teores mais elevados do depósito. E que, as concentrações residuais no manto intempérico, na maioria das vezes são uma resposta às concentrações iniciais na rocha fresca. A importância desta constatação é que o prévio conhecimento da rocha original e dos processos atuantes durante e após a formação do depósito são cruciais ao engenheiro de processo para definição da rota de concentração da apatita.

O papel do metassomatismo na formação dos depósitos de apatita

Bailey (1982) define metassomatismo como um processo pelo qual a composição química da rocha é mudada pela interação com fluidos. Este processo acontece no estado sólido com transferência de material através de vapores ou fluidos

sem haver processos de fusão da rocha. Harte (1983 *in* Wislshire, 1987) define ainda o conceito de metassomatismo modal como sendo aquele que apresenta evidências texturais e onde há substituição de fases primárias por fases metassomáticas. Jensen & Bateman (1981), fazem referências ao metassomatismo como parte do processo hidrotermal, onde uma substituição metassomática é definida como um processo no qual uma solução capilar simultaneamente dissolve minerais anteriormente formados e deposita um novo mineral. Nesta tese, fluidos metassomáticos e hidrotermais serão tratados como agentes de alteração que introduzem novas fases minerais ou modificam fases preexistentes.

O metassomatismo no Complexo Carbonatítico Catalão I é bem marcado pela intensa alteração nas rochas de filiação ultramáfica e fases foscoríticas ricas em olivina. Este processo modificou substancialmente as rochas e teve contribuição indireta nas características do depósito de apatita. O metassomatismo em Catalão I foi bem estudado por Araújo (1996), que sugeriu que os agentes metassomáticos derivaram do magma carbonatítico. Eles foram os responsáveis pela formação de parte dos flogopititos identificados em Catalão. Os flogopititos teriam como protolitos os dunitos, os clinopiroxenitos e os foscoritos ricos em olivinas (olivinitos da série foscorítica). A reação dos líquidos carbonatíticos com as encaixantes promoveu o aporte de K, Na, H₂O F, Cl, P, elementos traços e elementos de terras raras. Portanto, parte da apatita identificada nos flogopititos e foscoritos pode ter sido derivada destes fluidos. Os estudos realizados pelo autor identificaram, nos flogopititos, a apatita associada às fases tipicamente metassomáticas, tais como: zonas dos flogopititos com predominância de tetraferroflogopitas, veios, recristalização sobre antigos cristais de apatita e como glóbulos dentro de *pipes* de explosão magmática. No Capítulo III, foi visto que fluidos bastantes reativos, que circularam por condutos e fraturas da rocha foscorítica (nelsonito) primária provocaram simultaneamente, dissolução e recristalização da rocha hospedeira dando origem a uma nova suíte mineral, composta principalmente de apatita em grandes cristais, monazita finamente granulada, barita e lixiviação do Fe da magnetita que continha lamelas de ex-solução de ilmenita.

Spera (1987, *in* Menzies & Hawkesworth, 1987) propõe uma definição para diferenciar líquidos de fluidos: segundo este autor, um magma transcende a litosfera por mecanismos magma-fratura, produzindo uma rede de micro fraturas preenchidas por magma. Em contraste, fluido metassomático é altamente reativo e tende a ser consumido pelas reações de hidratação e carbonatização durante seu percurso. Nos

casos citados acima, ambos processos foram detectados, ou seja, apatita formada por precipitação de um líquido fosfático e por metassomatismo. Neste sistema, foram identificados *pipes* de explosão com inúmeros glóbulos milimétricos de gorceixita atestando a existência de processos de fragmentação magmática a partir de um líquido francamente foscorítico. Lenharo (1995) mostrou que existem variações nas características intrínsecas da apatita, relacionadas à sua origem e que afetam a sua flotabilidade. A autora identificou características da apatita de vários carbonatitos brasileiros por difração de raios X, catodoluminescência e química mineral que permitiram a definição de três grandes grupos quanto à origem: apatita magmática, apatita hidrotermal e apatita supérgena. Cada um destes grupos pôde ser facilmente identificado em catodoluminescência (CL) onde a apatita magmática emite espectros nas cores azul e violeta, ativados por Eu^{2+} e o Sm^{3+} e são caracterizadas pelo seu aspecto vítreo, superfície lisa a rugosa, (estrias de dissolução), com inclusões variadas e forma geral prismática. Já a apatita hidrotermal apresenta como características o hábito prismático, radial, superfícies lisas, vítreas com aspecto turvo no centro (alteração e/ou deposição). Uma feição marcante são as linhas de crescimento paralelas (zonação) evidenciadas pela birrefringência. A C.L. emite espectros nas cores amarelo ao verde onde o ativador é o Mn^{2+} . Finalmente a apatita supérgena pode ser de 3 subtipos:

- Prismática radial: sobrecrecida a partir de núcleos de apatita primária, Oxi-hidroxidos de Fe
- Microcristalina: aspecto rugoso, zonada ou em agregados, associada a Oxi-hidroxidos de Fe
- Criptocristalina: cristais diminutos com aspecto nebuloso, com CL nas cores branca, amarela, salmão e violeta pálida onde o ativador é o Sm^{3+}

Se o metassomatismo agiu promovendo a transformação mineral da rocha original, esta modificação pode ser favorável ou não à viabilidade econômica do depósito. Durante o processo de beneficiamento do minério apatítico, a presença de piroxênio, olivina ou de flogopita faz diferença, tanto pelas características químicas quanto físicas dos minerais envolvidos. Minerais como o diopsídio, à base de Ca, Mg e Si têm comportamento oposto à apatita no processo de flotação, diferente da dolomita e calcita, que apresentam afinidade semelhante e competem na superfície das bolhas da flotação, baixando o teor final do concentrado. Se na rocha predomina a flogopita ao invés dos piroxênios e olivinas, os efeitos físicos e químicos serão muito diferentes do primeiro caso. Leal Filho *et al.* (2002) apresentaram estudos mostrando que a separação

de apatita e silicatos por flotação aniônica utilizando-se ácidos graxos como coletores e amido de milho como depressor da ganga em ambiente de $\text{pH} \geq 9.5$ é favorável quando os silicatos da ganga são diopsídio e shorlomite, mas quando os silicatos são formados por quartzo e ou minerais micáceos (flogopita, vermiculita etc) o depressor não atua bem e os cátions (cálcio e magnésio) que comumente estão presentes na polpa irão ativar e hidrolisar a ganga silicática que irá afetar seriamente a seletividade apatita/silicatos. Além disto, a flogopita prejudica a eficiência da moagem e libera grandes quantidades de Si, Mg e Al, principalmente quando provém do manto intempérico, já parcialmente transformada em vermiculita, o que, por sua vez, irá gerar muita lama (produto da alteração da vermiculita/esmectita), ocasionando o aumento de reagentes e inibindo a flotação. No Complexo Carbonatítico de Tapira onde o metassomatismo é sensivelmente inferior ao de Catalão I, e a rocha mãe são bebedouritos à base de diopsídio, o desempenho da flotação é diferente ao de Catalão, onde predominam flogopita e vermiculita, produtos herdados da rocha mãe flogopitítica.

O papel do intemperismo na formação dos depósitos de apatita

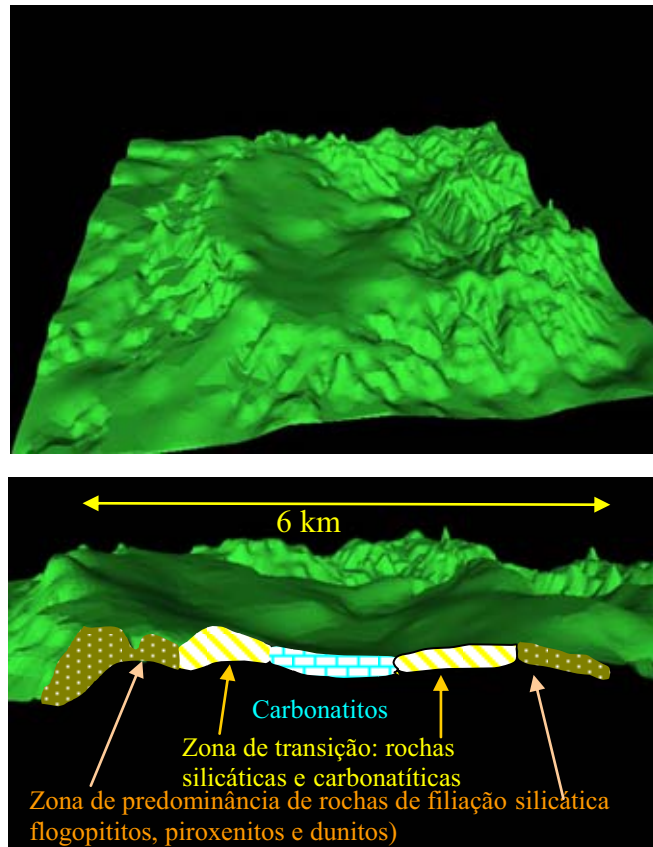
No Capítulo III e neste Capítulo foram apresentadas as principais características do intemperismo que atuou sobre as rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I. O resultado das ações intempéricas sobre as rochas que compõem o domo sofreu influencia de fatores tão diversos como a mineralogia, a intensidade do fraturamento que controla a percolação de água, e a topografia, que controla a relação entre taxa de erosão e alteração. Loughnan (1969) dissertou sobre o importante papel da topografia na taxa de intemperismo químico e sobre a natureza dos produtos de alteração. Segundo aquele autor a topografia exerce influência e controla os seguintes pontos:

- na taxa de escoamento da água de chuva, e como consequência, na taxa de infiltração de umidade na rocha ou solo;
- na taxa de drenagem subterrânea e consequentemente na taxa de lixiviação dos constituintes solúveis;
- na taxa de erosão dos produtos intemperizados, e relacionado a isto, na taxa de exposição das superfícies sãs dos minerais.

Para Loughnan (1969), as superfícies planas tendem a evoluir para um sistema de drenagem muito lento, fazendo com que os produtos solubilizados pelas reações hidrolizantes permaneçam no ambiente e inibindo o ataque de outros minerais. Em locais onde a rocha mãe é rica em minerais alcalinos esta situação tornará o ambiente ainda mais alcalino. O lençol freático é raso e localmente pode aflorar formando brejos e veredas promovendo a acumulação de matéria orgânica que resultará em ambiente redutor. A condição ideal para o intemperismo químico seria então aquele onde o terreno fosse ligeiramente inclinado mantendo um escoamento lento, mas constante das águas de superfícies e subterrâneas. Segundo Loughnan (1969), tais condições criariam uma zona de grandes profundidades de material intemperizado onde pequenas variações na topografia poderiam ainda criar distintos ambientes dos quais resultariam distintos produtos.

No Complexo Carbonatítico Catalão I, tais feições puderam ser constatadas confirmando parcialmente as colocações de Loughnan (1969). Os aspectos topográficos levantados por Loughnan (1969) são válidos após a topografia estabelecida. A questão que se coloca aqui é se a atual topografia plana, muito ou ligeiramente inclinada, não seria uma função direta da rocha mãe subjacente. Loughnan (1969) faz menção aos aspectos importantes exercidos pela rocha mãe relacionada à textura, estrutura e composição com a taxa de lixiviação, mas não relaciona seus efeitos na construção da topografia. Em Catalão estes aspectos foram estudados e observou-se que, para cada grupo de rochas, a taxa de alteração e a topografia é função dos minerais que compõem a rocha e da mobilidade geoquímica de seus constituintes em meio aquoso. Rochas onde predominam minerais com muitos elementos móveis do ponto de vista geoquímico tendem a ser mais vulneráveis a ação intempérica, permitindo taxas de lixiviação maiores com conseqüente redução de volume nos níveis de saprolito aloterítico, que por sua vez irão se refletir nas feições topográficas da área. No domo de Catalão I as feições topográficas atuais refletem bem o tipo da rocha subjacente. Uma análise destas feições topográficas pode ser comprovada observando a superfície em 3D construída a partir de levantamento topográfico na escala 1:1000 cobrindo toda área do domo e suas vizinhanças. Na Figura IV.49 é apresentado, primeiramente uma visão tridimensional do domo mostrando o relevo controlado pelo tipo de rocha subjacente, e secundariamente, uma seção em 3D, na direção oeste-leste, realçando o perfil do relevo do domo carbonatítico Catalão I e sua associação as litologias subjacentes. Na borda do domo, onde predominam rochas de filiação silicática e

quartzitos fenitizados, o relevo é positivo, mas na sua parte central, com predominância carbonatítica, o relevo é negativo com formação de lagoas preenchidas por sedimentos lacustres cujas profundidades atingem mais de 200 metros. Interpretando tais feições, segundo os critérios apresentados por Loughnan (1969), observa-se que a parte intermediária do domo entre suas bordas mais altas e o centro mais plano, o relevo é inclinado o suficiente para permitir um fluxo direcionado.



Figuras IV.49. Vista tridimensional da área compreendida pelo Complexo Carbonatítico e rochas encaixantes adjacentes. As Figuras acima mostram região central abatida com formação de lagoa e rochas subjacentes a superfície topográfica responsáveis pelo desenho do relevo.

O domo de Catalão I possui uma particularidade relacionada à sua topografia atual, situada no seu quadrante nordeste, que fez com que todo fluxo do lençol freático relacionado com o depósito migrasse naquela direção. Esta feição apresenta uma importância fundamental na viabilidade econômica do depósito de apatita promovido pelo decapeamento natural exercido pela erosão que ali se estabeleceu. Mas por outro lado, permitiu também que parte do depósito fosse erodida eliminando boa parte da jazida.

A Figura IV.50 construída por Mastrela (2003) apresenta a atual superfície potenciométrica do lençol freático sobreposta em imagem do satélite Landsat, onde se pode observar a direção de fluxo do lençol freático representado por cores variando do verde e amarelo, situado nos níveis mais altos e não erodidos, para vermelho e azul nos níveis mais baixos resultantes da erosão que se estabeleceu nesta parte do domo antes da lavra e da cava da própria lavra que se desenvolveu nas suas encostas.

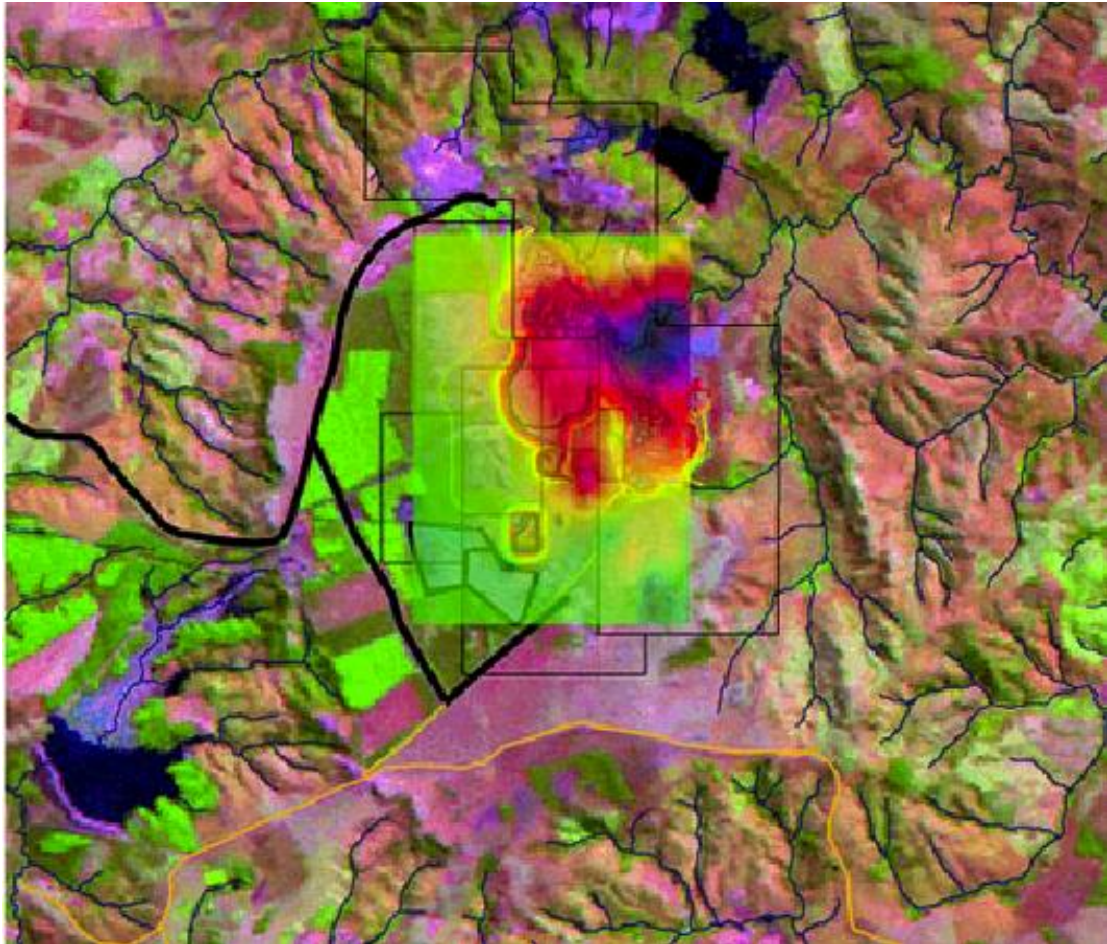


Figura IV.50. Zonas potenciométricas do atual lençol freático mostrando a direção do fluxo freático representado pelas tonalidades de cor verde nos níveis mais altos evoluindo para o amarelo > vermelho>azul nos níveis mais baixos. Figura gentilmente cedida por Mastrela (2003).

apresenta também outros de ordem econômica, relacionado ao capeamento de estéril que se instalou sobre o depósito e que possui forte influência sobre na viabilidade econômica da jazida. O emprego do algoritmo Leschs-Grossmann, utilizado na otimização das cavas sobre modelo de blocos com o variável lucro líquido introduzida por uma função benefício, onde blocos com lucratividade terão valores positivos e blocos sem lucratividade apresentam valores negativos mostrou que a relação

estéril/minério econômica depende não só das espessuras do capeamento e do minério, mas também do teor de P_2O_5 do depósito. Isto posto, partes do depósito situado em zonas de flogopititos pouco intemperizados, apesar de possuir menor capeamento e conseqüentemente menor relação estéril minério, não apresentam a mesma viabilidade econômica em função dos baixos teores ali presentes. Em outras situações ocorre o inverso, normalmente situado em zonas mais carbonatíticas, onde o intemperismo foi intenso, produzindo grandes espessuras de minério, mas também transformando as apatitas em fosfatos secundários ou simplesmente removendo o cálcio e fósforo das apatitas para níveis inferiores do depósito. Nesta situação o aumento do teor de apatita nos níveis inferiores do depósito é anulado pela geração de capeamento de estéril nos níveis superiores.

A importância da análise da geomorfologia imposta por ações intempéricas na área do domo é apenas um dos fatores de controle na formação dos depósitos minerais que ali se estabeleceram. A equação para o tipo ideal de depósito, além do já demonstrado pelos aspectos geomorfológicos é também função dos seguintes itens:

1. rocha que comporta a mineralização;
2. rocha encaixante da mineralização;
3. teor de P_2O_5 no protolito;
4. intensidade do intemperismo;
5. taxa de erosão.

Rocha que comporta a mineralização

Este item possui aspectos que irão influenciar positivamente ou negativamente na formação do depósito. Entre eles os mais importantes são:

- O tipo de cristalização da apatita;
- A mineralogia associada à apatita;
- A aptidão da rocha em cristalizar grandes volumes de apatita.

Toledo (1999) identificou pelo menos sete tipos de apatita estudando o manto de intemperismo em Catalão I e Lenharo (1995), determinou que a apatita supérgena apresenta menor índice de flotabilidade que a apatita hidrotermal e primária concentradas residualmente no depósito.

A mineralogia acessória é quem controla a taxa de intemperismo, que por sua vez controla a taxa de concentração residual da apatita. Rocha carbonatítica, segundo Toledo (1999), possui uma taxa de redução de volume de até cinco vezes em resposta ao intemperismo através da lixiviação de seu principal constituinte que são os carbonatos de cálcio e magnésio. Já os nelsonitos da série foscorítica, quando alterados mostram pouca ou nenhuma redução de volume, e por isto mesmo podem ser encontrados intactos em afloramentos de superfície no intervalo saprolito aloterítico, onde normalmente as rochas atingem o máximo de intemperismo e não possuem texturas preservadas. Os foscoritos quando superam em volume as rochas associadas (carbonatitos ou flogopititos), desenvolvem uma zona favorável para reciclagem do fósforo com formação de apatita secundária cimentando e recobrindo grãos anteriores de apatita primária. A quantidade de fosfatos secundários neste ambiente depende de dois fatores: a) da quantidade de flogopitito associado para fornecimento do alumínio necessário para formação de fosfatos do grupo da crandallita; b) do tipo de foscorito.

Em Catalão I como o mineral olivina foi intensamente transformado em flogopita pelos fluidos metassomáticos, sua presença nos foscoritos passa ser fator de controle na formação de fosfatos secundários do grupo da crandalita.

Sobre este tema, Ferrari (2000) apresenta o seguinte modelo de evolução da apatita neste ambiente:

- em ambiente alcalino..... apatita residual;
- em ambiente francamente ácido..... fosfatos de alumínio ou ferro;
- em ambiente moderadamente ácido..... eliminação total do P.

E dependendo da rocha que contém a apatita e da associação desta rocha com as encaixantes silicáticas ou carbonatíticas, o depósito pode ser:

- 100% residual;
- Parcialmente residual e parcialmente reciclado;
- Totalmente reciclado.

Rocha encaixante da mineralização

Dependendo do modo como as rochas que comportam, a mineralização interage com a encaixante. Isto pode se constituir num fator importante da construção de um depósito econômico ou não. Em determinadas partes do depósito é comum à presença de intrincados padrões texturais formados pela mistura de veios, diques e pequenos bolsões de nelsonitos da série foscorítica associados a outros tipos de rochas, cujo resultado é um bloco indivisível. Tais associações possuem implicações diretas na economicidade do depósito, independente do teor médio de P_2O_5 . Uma associação flogopitito/foscorito é diferente de uma associação carbonatito/foscorito ou uma associação piroxenito/foscorito. Conforme já discutido anteriormente, Leal Filho et al. (2002) mostrou que estas relações têm fortes implicações no índice de recuperação metalúrgica destes minérios.

Teor de P_2O_5 no protolito

Este item faz referência ao teor de P_2O_5 apatítico na formação do depósito. Alcover Neto & Toledo (1993) abordaram este tema mostrando que a apatita primária pode chegar até 50% do volume da rocha original e que este fator seria o responsável pela manutenção das estruturas primárias da rocha em grande parte do manto de alteração e pelos altos teores do minério residual. Ainda segundo Alcover Neto & Toledo (1993) a reciclagem da apatita primária com produção de apatita secundária acontece pela:

- lixiviação intensa de CO_3^{2-} , Mg^{2+} , H_4SiO_4 , SO_4^{2-} e K^+
- reciclagem no perfil do PO_4^{3-} , Ca^{2+} , Ba^{2+} e CO_3^{2+} ;
- fixação preferencial e eventual lixiviação do Fe^{3+} , Ti^{4+} , Al^{3+} e Mn^{4+} .

Segundo este autor quando existem condições para formação de apatita secundária a tendência evolutiva deste ciclo se dá com:

- a descarbonatização da apatita;
- decréscimo em álcalis e hidratação da apatita;
- aumento da razão $(Al + Fe)/P$;
- aumento do grau de oxidação do Fe.

Intensidade do intemperismo, clima e taxa de erosão

O quarto e quinto itens se revestem de importância capital na construção de um depósito econômico. Entretanto, é a composição da rocha que conduz e controla a taxa de erosão e a intensidade do intemperismo, promovendo o desenvolvimento de espessos depósitos econômicos. Sintetizando, os depósitos econômicos de apatita são dependentes de fatores que por sua vez são altamente dependentes entre si. Entre eles os mais importantes são:

- O teor original de apatita na rocha mãe;
- A intensidade do intemperismo;
- O clima
- A topografia;
- As associações mineralógicas através das rochas associadas;
- A relação estéril-minério.

As rochas portadoras de mineralizações primárias de apatita dentro deste contexto podem ser:

- Rochas da série bebedourítica (piroxenitos e flogopititos) que formam jazidas de baixo teor;
- Nelsonitos e foscoritos pobres em olivina ou flogopita que formam jazidas de alto teor;
- Rochas da série foscorítica não muito evoluídas, contendo carbonatos calcínicos ou dolomitos como matriz, podem produzir jazidas de alto teor dependendo da intensidade do intemperismo;
- Mistura de veios, diques e plugs foscoríticos com encaixantes silicáticas mineralizadas ou não, podem produzir jazidas de médio teor.

Tais combinações de rochas, associadas às outras condições controladoras do intemperismo, conduzirão sempre a jazidas importantes de apatita em complexos carbonatíticos. Como conclusão sobre o papel do intemperismo no contexto carbonatítico deve-se dizer que, do mesmo modo que este processo constrói depósitos ele também os destrói, porque o processo é contínuo e só termina quando todos os minerais e elementos químicos que se envolveram neste cenário encontram a estabilidade.

As observações de campo, estudos petrográficos e tratamento estatístico dos dados químicos de amostras de sondagem permitiram concluir que:

1. A mineralização de fosfato se instalou em três distintos estágios relacionados a três ambientes geológicos:

- O primeiro estágio, precocemente associadas a rochas de filiação silicáticas, flogopititos e serpentinitos, com apatitas se cristalizando junto com fases ricas em titânio. Este estágio produziu jazidas econômicas de baixo teor de P_2O_5 (<8%). Estes depósitos geralmente estão situados nas partes mais periféricas do domo junto às rochas de filiação silicática;
- O segundo estágio é um produto da diferenciação do magma silicático por fracionamento que produziu rochas da série foscorítica ricas em apatitas gerando jazidas de alto teor de P_2O_5 (>8%), mesmo em rocha fresca. Estes depósitos estão situados na parte intermediária do domo, sempre contornando regiões abatidas, preenchidas por sedimentos lacustres que se instalaram sobre Mg-carbonatitos lixiviados;
- O terceiro estágio está relacionado a outro evento foscorítico, situado na parte centro leste do domo e associado à mineralização do nióbio. Na zonas mais pobres em nióbio estes foscoritos também constituem jazidas de alto teor de P_2O_5 .

4.5 Discussão

A proposta deste capítulo foi DE introduzir uma abordagem geometalúrgica no modelamento tipológico da jazida de fósforo no Complexo Carbonatítico Catalão I. O estudo geometalúrgico visa determinar a resposta metalúrgica e sua variabilidade nas distintas unidades geológicas reconhecidas. Para isto foi necessário definir ou reconhecer os parâmetros ou índices de processo (metalúrgicos), as características geológicas (litologias e intemperismo), a mineralogia do depósito e a distribuição e a morfologia da mineralização.

Neste trabalho esta abordagem geometalúrgica foi realizada com o auxílio de ferramentas estatísticas bi-variadas e multivariadas e por geoestatística sobre um banco de dados gerados de amostras de sondagens composto de dados químicos, mineralógicos e de processo.

Inicialmente foi feita uma análise dos dados para investigar se as amostras colhidas de uma malha de sondagens irregular, executada para atender as necessidades de lavra, apresentavam um viés estatístico ou não. A técnica de desagrupamento (*declustering*) permite um rearranjo das amostras sobre uma malha regular evitando assim a tendenciosidade em direção aos valores mais elevados do depósito. Com os dados nas duas situações, e a partir de uma estatística simples, é possível verificar se a malha original é adequada ou não para o trabalho proposto. No caso deste estudo verificou-se a presença de um viés estatístico em direção aos valores mais elevados e por isto, foi adotado o banco de dados regularizado para o tratamento de dados que se seguiu.

O tratamento estatístico inicial se deu por meio de tabelas de frequência e histogramas dos principais elementos maiores para evidenciar a distribuição dos teores dos principais elementos na jazida. Em seguida foram realizados testes para avaliação da normalidade e da significância da população. Os resultados mostraram que a população é lognormal e que suportava tratamentos mais sofisticados tais como uma estatística multielementar.

Para analisar as relações entre os dados químicos, mineralógicos, litológicos e de processo foram realizados diversos gráficos de correlação que permitiram a extração de novos parâmetros para serem anexados à tipologia do depósito, que até então estava condicionada somente aos dados químicos e a geologia de alteração (intemperismo).

Dentre os novos parâmetros conseguiu-se estabelecer as relações entre tipos de minério com os tipos de apatita, tipos de rocha e índices de processo (metalúrgicos).

Com a estatística multielementar foram aplicadas as técnicas de Estatística Descritiva por Grupos (*Breakdown*) e Análise de Componentes Principais (ACP) donde se extraiu fatores que exprimem as relações entre grupos de variáveis químicas e metalúrgicas que se correlacionam no espaço engendrado pelos fatores. O objetivo desta técnica é extrair assinaturas geoquímicas relacionadas aos litotipos, índices de processo e tipologias dos minérios presentes e a partir daí, gerar mapas das assinaturas obtidas. Este item atende ao quesito de conhecer a distribuição e morfologia da mineralização.

Ainda para análise espacial do depósito foram aplicadas técnicas geoestatísticas com o cálculo de variogramas em diferentes direções do espaço, cujo objetivo foi determinar a existência de possíveis anisotropias da continuidade espacial, ou seja, a diferença de continuidade de uma variável em distintas direções e orientações. Os resultados mostraram a presença de importantes anisotropias relacionadas ao azimute 125° que controla as intrusões carbonatíticas na Província Ígnea do Alto Paranaíba.

Para estimar os pontos não amostrados entre amostras de furos de sonda, foi utilizada a técnica geoestatística de Simulação Condicional ou Estocástica, para geração de um modelo de blocos cuja variabilidade e a anisotropia dos teores fossem a mais realista possível.

A caracterização do depósito com abordagem geometalúrgica trouxe as seguintes inovações para o modelamento tipológico da jazida de fosfato:

Os minérios conforme proposição apresentada na Tabela IV.9 devem ser dividido em dois tipos em função da litologia que lhe deu origem:

1. Flogopitítico
2. Foscorítico

A melhor forma de apresentar um resumo de suas características é na forma de tabelas (Tabela IV.17 a IV.22):

Tabela IV.17. Características geometalúrgicas dos minérios oxidados

Minério Oxidado Flogopitítico	Minério Oxidado Foscorítico
Características gerais: situado na parte superior do perfil de intemperismo, no nível saprolito isalterítico.	Características gerais: situado na parte superior do perfil de intemperismo, no nível saprolito isalterítico.
Características físicas: material é friável, argiloso a arenoso de cor marrom escuro a ocre.	Características físicas: material é friável, argiloso a arenoso de cor marrom escuro a ocre.
Características mineralógicas: presença de ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro e argilas e <u>vermiculita</u> bastante alterada	Características mineralógicas: presença de ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro e argilas.
Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 5.81\%$ $MgO = 0.6\%$ $CaO = 7.53\%$ $Fe_2O_3 = 36.98\%$ $Al_2O_3 = 2.14\%$ $SiO_2 = 24.73\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.29$	Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 15.78\%$ $MgO = 0.6\%$ $CaO = 20.88\%$ $Fe_2O_3 = 27.76\%$ $Al_2O_3 = 1.32\%$ $SiO_2 = 16.06\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.32$
Características médias de processo: $REC.G = 61.33\%$ $REND = 11.84\%$ $P_2O_{5rf} = 2.22\%$	Características médias de processo: $REC.G = 63.93\%$ $REND = 25.94\%$ $P_2O_{5rf} = 6.90\%$
Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária e fosfatos secundários	Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária + fosfatos secundários + apatita supérgena.

Tabela IV.18. Características geometalúrgicas dos minérios micáceo-oxidado

Minério Micáceo-Oxidado Flogopitítico	Minério Micáceo-Oxidado Foscorítico
Características gerais: situado na parte média do perfil de intemperismo, no nível saprolito isalterítico, sotoposto ao minério oxidado e sobreposto ao minério micáceo.	Características gerais: situado na parte média do perfil de intemperismo, no nível saprolito isalterítico, sotoposto ao minério oxidado e sobreposto ao minério micáceo.
Características físicas: material é friável, argiloso a arenoso de cor marrom.	Características físicas: material é friável, argiloso a arenoso de cor marrom.
Características mineralógicas: presença de ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro e argilas e vermiculita .	Características mineralógicas: presença de ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro e argilas.
Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 5.77\%$ $MgO = 2.29\%$ $CaO = 7.53\%$ $Fe_2O_3 = 30.60\%$ $Al_2O_3 = 2.91\%$ $SiO_2 = 26.50\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.30$	Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 15.71\%$ $MgO = 2.13\%$ $CaO = 21.47\%$ $Fe_2O_3 = 26.29\%$ $Al_2O_3 = 1.58\%$ $SiO_2 = 15.42\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.36$
Características médias de processo: $REC.G = 58.24\%$ $REND = 11.75\%$ $P_2O_{5rf} = 2.86\%$	Características médias de processo: $REC.G = 64.30\%$ $REND = 26.06\%$ $P_2O_{5rf} = 8.28\%$
Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária e fosfatos secundários	Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária + apatita supérgena.

Tabela IV.19. Características geometalúrgicas do minério micáceo topo

Minério Micáceo Topo Flogopitítico	Minério Micáceo Topo Foscorítico
Características gerais: sotoposto ao minério micáceo oxidado situado na parte mediana do nível Saprolito Isalterítico, sotoposto ao minério micáceo-oxidado.	Características gerais: sotoposto ao minério micáceo oxidado situado na parte mediana do nível Saprolito Isalterítico, sotoposto ao minério micáceo-oxidado
Características físicas: Material argiloso de cor marrom amarelado a marrom claro, friável.	Características físicas: Material argiloso de cor marrom amarelado a marrom claro, friável.
Características mineralógicas: Abundância de vermiculita e alguma flogopita, apatita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, raros carbonatos (dolomita e calcita).	Características mineralógicas: apatita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, raros carbonatos (dolomita e calcita) e vermiculita.
Características químicas médias: P ₂ O ₅ ap = 9.38% MgO = 4.56% CaO = 12.30% Fe ₂ O ₃ = 24.89% Al ₂ O ₃ = 2.87% SiO ₂ = 27.52% CaO/P ₂ O ₅ = 1.16	Características químicas médias: P ₂ O ₅ ap = 14.77% MgO = 4.52% CaO = 19.49% Fe ₂ O ₃ = 25.23% Al ₂ O ₃ = 1.90% SiO ₂ = 16.63% CaO/P ₂ O ₅ = 1.26
Características médias de processo: REC.G = 64.07% REND = 16.74% P ₂ O ₅ rf = 3.99%	Características médias de processo: REC.G = 66.45% REND = 25.50% P ₂ O ₅ rf = 6.94%
Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária e fosfatos secundários	Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária + apatita supérgena e fosfatos secundários subordinados.

Tabela IV.20. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio

Minério Micáceo Médio Flogopitítico	Minério Micáceo Médio Foscorítico
Características gerais: situado na parte basal do nível Saprolito Isalterítico, sotoposto ao minério micáceo de topo.	Características gerais: situado na parte basal do nível Saprolito Isalterítico, sotoposto ao minério micáceo de topo.
Características físicas: Material argiloso de cor marrom claro, friável	Características físicas: Material argiloso de cor marrom claro, friável
Características mineralógicas: Os principais minerais são apatita, magnetita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, vermiculita, flogopita e carbonatos de cálcio e magnésio.	Características mineralógicas: Os principais minerais são apatita, magnetita, ilmenita, magnetita, anatásio, óxido de ferro, argilas, vermiculita, flogopita e carbonatos de cálcio e magnésio.
Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 9.97\%$ $MgO = 4.63\%$ $CaO = 14.26\%$ $Fe_2O_3 = 24.84\%$ $Al_2O_3 = 3.05\%$ $SiO_2 = 25.83\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.39$	Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 15.76\%$ $MgO = 4.48\%$ $CaO = 22.41\%$ $Fe_2O_3 = 27.93\%$ $Al_2O_3 = 1.41\%$ $SiO_2 = 13.10\%$ $CaO/P_2O_5 = 1.40$
Características médias de processo: $REC.G = 64.26\%$ $REND = 18.22\%$ $P_2O_{5rf} = 4.47\%$	Características médias de processo: $REC.G = 68.36\%$ $REND = 28.28\%$ $P_2O_{5rf} = 6.20\%$
Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária e subordinadamente apatita supérgena.	Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária + apatita supérgena

Tabela IV.21. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio

<p align="center">Minério Micáceo Base</p> <p align="center">Flogopitítico</p>	<p align="center">Minério Micáceo Base</p> <p align="center">Foscorítico</p>
<p>Características gerais: Posicionado na base do nível de saprolito isalterítico sotoposto ao minério micáceo médio.</p>	<p>Características gerais: Posicionado na base do nível de saprolito isalterítico sotoposto ao minério micáceo médio</p>
<p>Características físicas Composto por material argiloso de cor amarelado claro, pouco friável.</p>	<p>Características físicas Composto por material argiloso de cor amarelado claro, friável.</p>
<p>Características mineralógicas: presença forte de vermiculita, flogopita, carbonatos (dolomita e calcita), apatita, ilmenita, perovskita, magnetita, óxidos de ferro, argilas .</p>	<p>Características mineralógicas: presença forte de vermiculita, flogopita, carbonatos (dolomita e calcita), apatita, ilmenita, perovskita, magnetita, óxidos de ferro, argilas.</p>
<p>Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 9.37\%$ $MgO = 4.67\%$ $CaO = 14.70\%$ $Fe_2O_3 = 22.39\%$ $Al_2O_3 = 2.83\%$ $SiO_2 = 21.60\%$ $CaO:P_2O_5 = 1.52$</p>	<p>Características químicas médias: $P_2O_{5ap} = 16.44\%$ $MgO = 4.56\%$ $CaO = 25.21\%$ $Fe_2O_3 = 24.16\%$ $Al_2O_3 = 1.27\%$ $SiO_2 = 11.71\%$ $CaO:P_2O_5 = 1.51$</p>
<p>Características médias de processo: $REC.G = 66.21\%$ $REND = 18.70\%$ $P_2O_{5rf} = 4.09\%$</p>	<p>Características médias de processo: $REC.G = 64.87\%$ $REND = 29.65\%$ $P_2O_{5rf} = 9.08\%$</p>
<p>Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária</p>	<p>Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária</p>

Tabela IV.22. Características geometalúrgicas do minério micáceo médio

<p align="center">Minério Silico-carbonatado</p> <p align="center">Flogopitítico</p>	<p align="center">Minério Silico-carbonatado</p> <p align="center">Foscorítico</p>
<p>Características gerais: posicionado no intervalo de intemperismo denominado de Rocha Alterada .</p>	<p>posicionado no intervalo de intemperismo denominado de Rocha Alterada .</p>
<p>Características físicas Material semi argiloso de cor cinza esverdeado, semi-compacto.</p>	<p>Características físicas: Material semi argiloso de cor cinza esverdeado mesclado com branco, friável a semi-compacto.</p>
<p>Características mineralógicas: composta de calcita, dolomita, apatita, flogopita, vermiculita, ilmenita, perovskita, magnetita, óxidos de ferro, argilas.</p>	<p>Características mineralógicas: composta de calcita, dolomita, apatita, magnetita, flogopita, vermiculita, ilmenita, perovskita, , óxidos de ferro, argilas.</p>
<p>Características químicas médias: P₂O₅ap = 5.89% MgO = 12.42% CaO = 16.68% Fe₂O₃ = 18.32% Al₂O₃ = 1.88% SiO₂ = 21.55% CaO:P₂O₅ = 2.97</p>	<p>Características químicas médias: P₂O₅ap = 10.30% MgO = 9.63% CaO = 15.06% Fe₂O₃ = 22.45% Al₂O₃ = 2.78% SiO₂ = 23.26% = CaO:P₂O₅ = 1.42</p>
<p>Características médias de processo: REC.G =62.95% REND = 17.10% P2O5rf = 2.87%</p>	<p>Características médias de processo: REC.G =68.49% REND = 19.97% P2O5rf = 3.62%</p>
<p>Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária.</p>	<p>Tipo de mineral de fósforo predominante: Apatita primária.</p>

4.6 Conclusões

A área total ocupada pelo depósito de apatita (Fosfertil e Anglo American/Copebrás) é de aproximadamente 9,200 km². A espessura média do depósito situa-se por volta de 50 metros, e a densidade média do minério é 2.1 t /m³, o que resulta em recursos estimados em 966 x 10⁶ ton a um teor médio de 8,5 % P₂O₅, sendo que 500 x 10⁶ toneladas são de reservas totais (provadas e prováveis) para um teor de corte de 5% considerando as jazidas da Fosfertil e Copebrás. Os teores médios representam cerca de 9% para Fosfertil e 12 % para as áreas da Copebrás. Ambas as áreas estão há mais de 25 anos de lavra a uma produção média de 4.500.000 de toneladas ao ano totalizando cerca de 200.000.000 de toneladas lavradas.

As seguintes redefinições na tipologia dos minérios foram realizadas com base numa nova caracterização que levou em conta parâmetros geometalúrgicos:

- Minério Oxidado para:
 - Minério Oxidado Flogopitítico
 - Minério Oxidado Foscorítico

- Minério Micáceo-Oxidado para:
 - Minério Micáceo-Oxidado Flogopitítico
 - Minério Micáceo-Oxidado Foscorítico

- Minério Micáceo de Topo
 - Minério Micáceo de Topo Flogopitítico
 - Minério Micáceo de Topo Foscorítico
 -

- Minério Micáceo Médio
 - Minério Micáceo Médio Flogopitítico
 - Minério Micáceo Médio Foscorítico

- Minério Micáceo de Base para:
 - Minério Micáceo de Base Flogopitítico
 - Minério Micáceo de Base Foscorítico

- Minério Sílico-carbonatado para:
 - Minério Sílico-carbonatado Flogopitítico
 - Minério Sílico-carbonatado Foscorítico

Controles da mineralização:

O depósito de fosfato é controlado pela litologia, mineralogia e pelo intemperismo e os índices de processo são consequência. As litologias que controlam o depósito são as rochas de Série Foscorítica (foscoritos e nelsonitos) na forma de veios, apófises, plugs, bolsões, e as rochas da Série Bebedourítica (flogopititos) que ocorrem como corpos hospedeiros maciços, mas também mineralizados em apatita. Em rocha fresca, a apatita dos foscoritos é dominante, junto com a magnetita e silicatos (micas, olivina e piroxênio) e ocorre como cumulados, por vezes cimentados por carbonatos (dolomita). Nos flogopititos, quando constituem minérios, a apatita ocorre como disseminações, veios e micro bolsões. No manto de intemperismo, derivado dos foscoritos e flogopititos, Toledo (1999) identificou três grupos de apatita: o primeiro composto por apatita primária; o segundo por apatita pré-meteorítica ou metassomática e um terceiro tipo de origem intempérica subdividido em duas gerações, uma fibrosa e outra globular.

Mineralogia

A mineralogia do depósito, quando provém de foscorito não alterado, é constituída pelos diversos tipos de apatita, magnetita e silicatos, como constituintes principais, associados a carbonatos. Quando dominado por flogopititos os constituintes principais são a flogopita, magnetita, apatita, ilmenita, com carbonatos subordinados. No manto de intemperismo, Toledo (1999) identificou a fase de apatita supérgena constituída pelas gerações fibrosa e globular. As outras fases minerais associadas ao manto de intemperismo foram: Fosfato secundários (gorceixita), ilmenita, anatásio, oxihidróxidos de ferro Fe, quartzo, micas, perovskita, titanita, piroxênio + anfibólio, pirocloro, carbonatos, argilas e magnetita.

Magmatismo

O papel do magmatismo foi fundamental para formação do depósito. A existência de apatita em rochas da Série Bebedourítica e Foscorítica atesta que a apatita participou de todo processo de evolução magmática. No início do magmatismo, ainda na fase silicática, a apatita ocorre como acessório, mas a diferenciação magmática por fracionamento ou por imiscibilidade do magma favoreceu a cristalização da apatita em

grandes quantidades como produto do líquido residual por fracionamento ou diretamente de um líquido fosfático por imiscibilidade

Metassomatismo

O papel do metassomatismo na gênese do depósito foram os seguintes:

- recristalização sobre antigos cristais de apatita
- Trabalhos em execução pela SERGEO Ltda para Fosfertil tem revelado apatita primária com bordas ou filmes de dolomita como produto da ação metassomática sobre foscoritos.
- Ribeiro *et al.* (2005) mostrou que as rochas foscoríticas foram enriquecidas e transformadas em nelsonitos pela ação de fluidos metassomáticos altamente reativos circulando por meio de condutos e fraturas. A ação destes fluidos, além dos nelsonitos neoformados, mineralizou esta rocha com camadas de monazitas, ilmeno-magnetita. Portanto parte do depósito de alto teor de apatita pode ter tido como origem o enriquecimento pela ação metassomática ou carbo-hidrotermal.

Intemperismo (Toledo et al., 1999)

O papel positivo do intemperismo foi:

- a) Na concentração residual da apatita derivada de litotipos diferentes mais ricos ou mais pobres;
- b) Na eliminação dos carbonatos da zona nobre do depósito, ou seja, nas subdivisões do nível isalterítico denominadas de minério oxidado e minério micáceo-oxidado;
- c) No desenvolvimento de uma geomorfologia diferenciada do domo como resultado da diferenciação litológica propiciando a formação de um manto de intemperismo favorável à concentração da apatita. O conjunto desta concentração constitui o depósito que tem por principal característica a associação de tipos diferentes de apatita com uma ganga composta por argilas, magnetita, oxi-hidróxidos de ferro, flogopita e vermiculita, monazita, anatásio, ilmenita e quartzo;
- d) Na homogeneização do depósito resultante apesar das heterogeneidades litológicas ricas em apatita.

O papel negativo do intemperismo foi:

- a. Na formação de apatita secundária ou supérgena (Toledo, 1999) contaminada por gangas indesejáveis tais como óxidos de ferro, terras raras e uma superfície desfavorável para os processos de flotação, gerando perdas no processo de concentração da apatita;
- b. Na geração de material poroso e friável que facilitou a ação da erosão em taxas acentuadas com perdas significativas de minérios de alto teor de P_2O_5

Nova caracterização do depósito com parâmetros geometalúrgicos

A caracterização do depósito foi desenvolvida com a aplicação de técnicas estatísticas uni variada, bi variada, multivariada e geoestatística. As conclusões mais relevantes foram:

- a. A estatística uni e bi variada fez conhecer as características básicas do depósito do ponto de vista químico, metalúrgico e mineralógico;
- b. A análise estatística por Componentes Principais revelou assinaturas geoquímicas/geometalúrgicas, combinando análises químicas, parâmetros de processo, parâmetros litológicos e mineralógicos para determinar associações importantes para viabilidade tecno-econômica do depósito.

As principais assinaturas reveladas foram:

- a) A assinatura $P_2O_5 + CaO + Coletor + Lamas + Magnetita + P_2O_5cf + P_2O_5rf + REC.G + REND$ que representa foscoritos associados a parâmetros de processo em oposição a assinatura flogopitítica $Al_2O_3 + SiO_2 + TiO_2$
- b) A assinatura $CaO/P_2O_5 + Lamas + MgO + MgOcf + SiO_2cf + REC.G$ que representa as rochas flogopitíticas no nível Rocha Alterada. As associações mostram uma forte interdependência da relação CaO/P_2O_5 com o magnésio e a sílica e as melhores recuperações em função do tipo de apatita ser predominantemente primário. Em oposição a esta assinatura ocorre outra definida por $Fe_2O_3 + Magnetita + P_2O_5$ que representa os foscoritos;

- c) A assinatura $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Coletor} + \text{Lamas} + \text{P}_2\text{O}_5\text{cf} + \text{REC.G} + \text{SiO}_2 + \text{SiO}_2\text{cf} + \text{Tr}_2\text{O}_3$ que representa flogopititos e suas relações com os demais parâmetros de processo. Em oposição a assinatura composta por $\text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{CaO/P}_2\text{O}_5 + \text{MgO}$ que representa foscoritos associados a dolomitos;
- d) A assinatura $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{SiO}_2$ que é uma associação entre foscoritos e silexitos comumente encontrados na partes altas do perfil de intemperismo sobre foscoritos.

A geoestatística revelou que:

- a) O depósito apresenta uma estrutura anisotrópica mista na direção NW coincidente com a direção das falhas regionais que controlam as intrusões carbonatíticas da Província Ígnea do Alto Paranaíba;
- b) A presença de dois sistemas anisotrópicos associados aos foscoritos no nível de Rocha Alterada, com pouca influencia do intemperismo, revela que existem duas gerações de foscoritos, provavelmente relacionados aos foscoritos sem nióbio e aos foscoritos com nióbio derivado de líquidos fosfáticos por imiscibilidade;
- c) O modelamento de blocos com teores de P_2O_5 criado com a técnica de Simulação Estocástica reproduziu os parâmetros espaciais revelados pelos variogramas, ou seja, as variações dos teores orientadas da direção NW segundo os eixos definidos de anisotropia da jazida.

Como conclusão final, os trabalhos desenvolvidos neste capítulo introduziram na definição usual dos tipos de minério, o conceito de geometalurgia, que somados ao controles do depósito obtidos no desenvolvimento dos Capitulo II e III, trouxe uma contribuição e uma metodologia para compreensão deste tipo de depósito relacionado aos carbonatitos.

CAPITULO V

Depósito de Monazita

Descrição dos tipos de minério

Depósitos do Córrego do Garimpo

Depósito da Lagoa Seca

Recursos

Análise estatística dos dados

Gênese

Discussão

Conclusões

5 O Depósito de Monazita

Introdução

O objetivo deste estudo é caracterizar e estabelecer os controles e gênese da mineralização de elementos de terras raras leves (ETR) monazita que ocorrem na parte central do Complexo Carbonatítico Catalão I. As mineralizações de titânio, nióbio e terras raras do Complexo Carbonatítico Catalão I foram descobertas em 1894 pelo geólogo Hussak, integrante da Comissão Cruz, a qual foi responsável pela demarcação da futura área do Distrito Federal. A área mineralizada foi alvo de pesquisa de fosfato pela METAGO na década de 70, e revelou a presença de monazita, como o mineral portador dos ETR (Carvalho 1974a; Carvalho 1974b e Carvalho et al., 1981). Quatro tipos de minério foram estudados: três deles na região do Córrego do Garimpo (Ribeiro, 1998; Neumann, 1999 e Toledo, 1999) denominados de: Minério carbonatítico; Minério Saprolítico; Minério silicoso (silcretes) e um tipo na região da Lagoa Seca denominado de: Minério Nelsonito Saprolítico.

Considerações gerais

Segundo Miyawaki & Nakai (1996) e Wall & Mariano (1996) são conhecidos mais de 200 minerais de elementos de terras raras e dentre eles cerca de 27 estão relacionados aos carbonatitos (Hogarth, 1989), sendo a monazita o mais importante destes minerais. De acordo com Fleischer *et al.* (1990) o grupo estrutural das monazitas consiste de arsenatos, fosfatos e silicatos monoclinicos de fórmula geral $A B O_4$, onde $A = Bi, Ca, Ce, La, Nd, Th$ e U e $B = As^{5+}, P^{5+}$ ou Si^{4+} . Ainda segundo aqueles autores, os minerais deste grupo são:

Brabantita	$Ca Th PO_4$
Cheralita	$(Ca, Ce, Th) (P, Si) O_4$
Gasparita-(Ce)	$(Ce, La, Nd) As O_4$
Huttorita	$Th Si O_4$
Monazita-(Ce)	$(Ce, La, Nd, Th) (P, Si) O_4$
Monazita-(La)	$(La, Ce, Nd) PO_4$
Monazita-(Nd)	$(Nd, La, Ce) PO_4$
Rooseveltita	$Bi As O_4$

A monazita monoclinica apresenta o grupo espacial $P2_1/n$ onde os arranjos geométricos se baseiam nas cadeias de tetraedros de PO_4 e poliedros de ETR (Toledo, 1999). Mariano (1989) interpreta que a formação de monazita é devida à recombinação dos ETR e PO_4^{3-} liberados de calcita, dolomita e apatita durante o intemperismo. Ainda segundo este autor e Lottermoser (1988 e 1990), há boas evidências de que em estágios precoces de cristalização, uma fase hexagonal ETR $PO_4 \cdot nH_2O$ seja produzida, e a desidratação tenha causado a conversão para a monazita monoclinica com hábito hexagonal pseudomórfico, observada em Mt. Weld. De acordo com Wall & Mariano (1996), são incomuns as concentrações de ETR de origem primária. Particularmente para as monazitas de carbonatitos, a mineralização por alteração hidrotermal é muito mais comum. Estes autores citam que fluidos gerados por fontes hidrotermais, comuns em carbonatitos, permeando a massa de carbonatito, dissolvem facilmente minerais tais como os carbonatos, apatitas e sulfetos, enriquecendo o fluido em Ba, F, SO_4^{2-} , Sr, ETR e Th. Sua ocorrência pode se dar na forma de veios ou vênulas ou ainda como preenchimento intersticial. A forma final da ocorrência dos minerais de ETR normalmente, aparece como agregados criptocristalinos associados à barita, fluorita, hematita, quartzo e sulfetos. Durante sua percolação pela rocha, se o elemento P está disponível, a monazita é formada, mas na ausência daquele elemento, os minerais mais encontrados são: ancilita ($SrCe(CO_3)_2(OH) \cdot H_2O$), bastanesita ($(ETR)(CO_3)F$), britholita ($(ETR,Ca)_5(SiO_4, PO_4)_3(OH,F)$), parisita ($(ETR)_2Ca(CO_3)_3F_2$), e synchysita ($(ETR)Ca(CO_3)_2F$). Embora o sistema CO_2 -CaO- P_2O_5 -ETR- H_2O não tenha sido perfeitamente estudado, têm-se mostrado que fosfatos de ETR, preferencialmente precipitam em sistema aquoso.

Segundo Mariano (1989), apatita nunca é encontrada como inclusão primária em minerais carbonatados de ETR, assim como minerais carbonatados de ETR nunca ocorrem como inclusões em monazita. A apatita associada com monazita é sempre intersticial e foi, provavelmente, cristalizada a partir de uma solução ou fusão com excesso de P_2O_5 , após todos ETR disponíveis tiverem sido usados.

De acordo com Mariano (1989), os depósitos de ETR em carbonatitos são os melhores do mundo para constituírem jazidas. Neste ambiente, três tipos de mineralização de ETR podem ocorrer: a primária, a hidrotermal e a supergênica. A mineralização primária tem seu melhor exemplo em Mt. Pass na Califórnia, EUA, que cessou suas atividades mineiras em 2002, mas ainda apresenta uma reserva residual de 4.3 milhões de toneladas de ETR, abaixo do teor de corte de 5%. A Molycorp, empresa

proprietária da mina produziu entre 1965 e 2002, cerca de 31 milhões de toneladas a 8.86% de ETR, com teor de corte de 5%.

Como exemplo de mineralização hidrotermal, a jazida de Bayan Obo na Mongólia é um depósito com Fe-Nb-ETR com reservas estimadas em 37 milhões de toneladas e o atual maior produtor mundial de óxidos de terras raras.

A jazida de Mt. Weld na Austrália é o melhor exemplo de depósito do tipo supergênico. Esta jazida está em fase de implantação e deve começar a produzir a partir de 2008. Inserida em carbonatito, possui recursos de 250 milhões de toneladas de fosfato com 18% de P_2O_5 e apresenta os seguintes recursos em ETR:

- Recursos medidos: 1.2 Mt com 15.6% ETR;
- Recursos indicados: 5.0 Mt com 11.7% de ETR;
- Recursos inferidos: 1.5 Mt com 9.8% de ETR;
- Total 7.7 Mt com 11.9% de ETR.

Contém também depósitos de Nb e Ta com cerca de 400 000 t Nb e 29000 t Ta (metal).

Os óxidos de terras raras tem seu uso em computadores, laser, telecomunicações, iPods, tecnologia médica, aplicações militares, etc...

A demanda por terras raras, segundo estudo da *BCC Research*, para o empreendimento da mina de Mt. Weld na Austrália (Sinton, 2005) é crescente, assim como são os preços, enquanto que a tendência da produção para a próxima década é diminuir. O maior produtor mundial, a China, tem demonstrado, nos últimos anos, sinais de desaceleração da produção por lei governamental que limitou a produção anual destes elementos em 86.520 t de concentrado de ETR, sendo 46.000 só para Bayan Obo. Mesmo com a abertura da mina de Mt. Weld na Austrália em 2008 haverá um déficit da ordem de 36.000 toneladas métricas de ETR no mundo e a projeção para 2010 será um déficit da ordem de 50.000 t. As Figuras IV.54 e IV.55 apresentam dois aspectos da produção mundial de ETR. Na Figura V.1 é mostrada a produção de 1950 a 2000 enfatizando o papel do EUA e da China como fornecedores desta *commodity*.

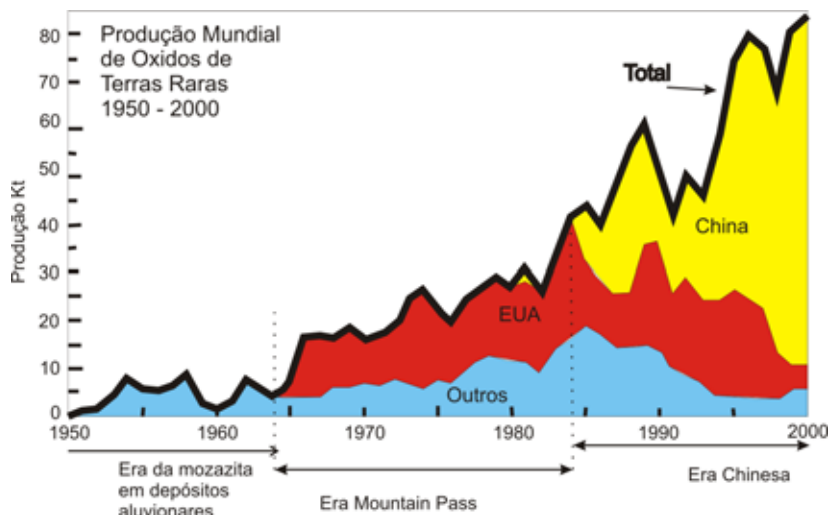


Figura V.1. Produção mundial de elementos de Terras Raras (1 kt=10⁶ kg), de 1950 até 2000, dividida em quatro categorias: EUA, quase totalmente de Mountain Pass, Califórnia; China de vários depósitos; e todos outros países combinados. Compilado de US Geological Survey 2002.

Espera-se, portanto, um aumento significativo dos preços a curto e médio prazo em razão da defasagem entre demanda e oferta.

A Figura V.2 apresenta a produção mais recente a partir de 2004 e a sua demanda projetada até 2010.

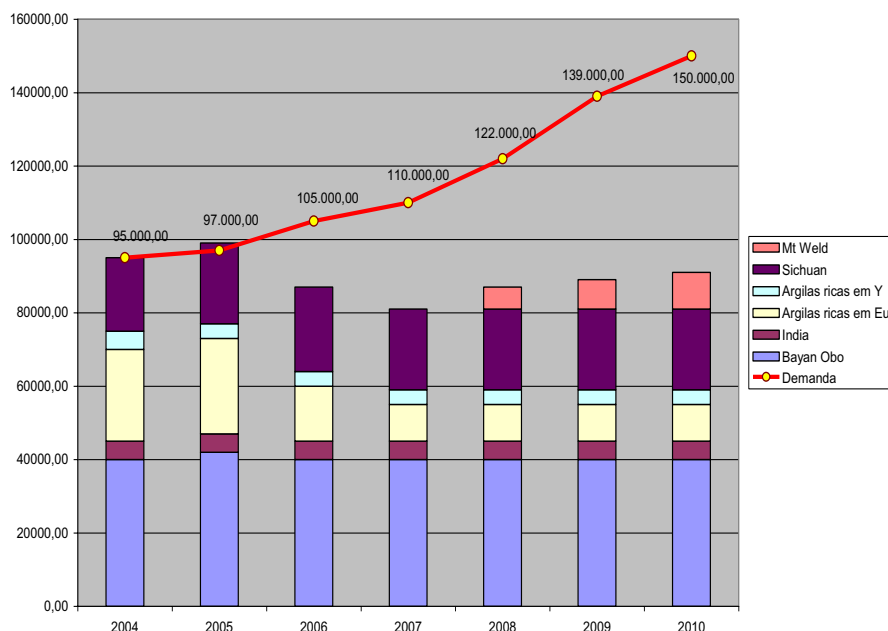


Figura V.2. Produção de terras raras dos maiores produtores geográficos versus a atual e futura demanda para La, Ce, Pr, Nd, Eu, Tb, Dy & Y. (Fonte: China Rare Earths Information Centre).

5.1 Descrição e caracterização dos tipos de minério

Em 1998, a Fosfertil retomou as pesquisas no Córrego do Garimpo e introduziu novos controles para a mineralização de monazita. Furos de sonda profundos revelaram os protolitos dos dois tipos de mineralização anteriormente conhecidos no manto de intemperismo, os “silexitos” e os saprolitos. Estes protolitos foram os carbonatitos magnésíticos com monazita e os flogopititos e bebedouritos cortados por diques de carbonatitos magnésíticos monazítico e veios de monazita de direção leste–oeste (Ribeiro *et al.*, 2005). Em 2000 a continuação das pesquisas determinou um novo depósito associado àquele do Córrego do Garimpo tendo sido denominado de Lagoa Seca Norte (Figura V.3 e Figura V.4). Este novo depósito, localizado a oeste do primeiro, apresenta novas características que auxiliaram na compreensão da gênese dos depósitos de monazita do Complexo Carbonatítico Catalão I. Ribeiro *et al.* (2005) mostrou que o depósito de monazita Lagoa Seca Norte apresenta algumas das características do tipo do Córrego do Garimpo, tais como a mineralização de monazita criptocristalina, mas mostra também outras, principalmente com relação a rocha encaixante que permite diferenciá-lo como um novo tipo de mineralização. Enquanto que no Córrego do Garimpo a monazita está associada aos carbonatitos magnésíticos e flogopititos/bebedouritos na forma de diques, no depósito da Lagoa Seca Norte a mineralização está encaixada nos foscoritos em camadas horizontais de nelsonitos.

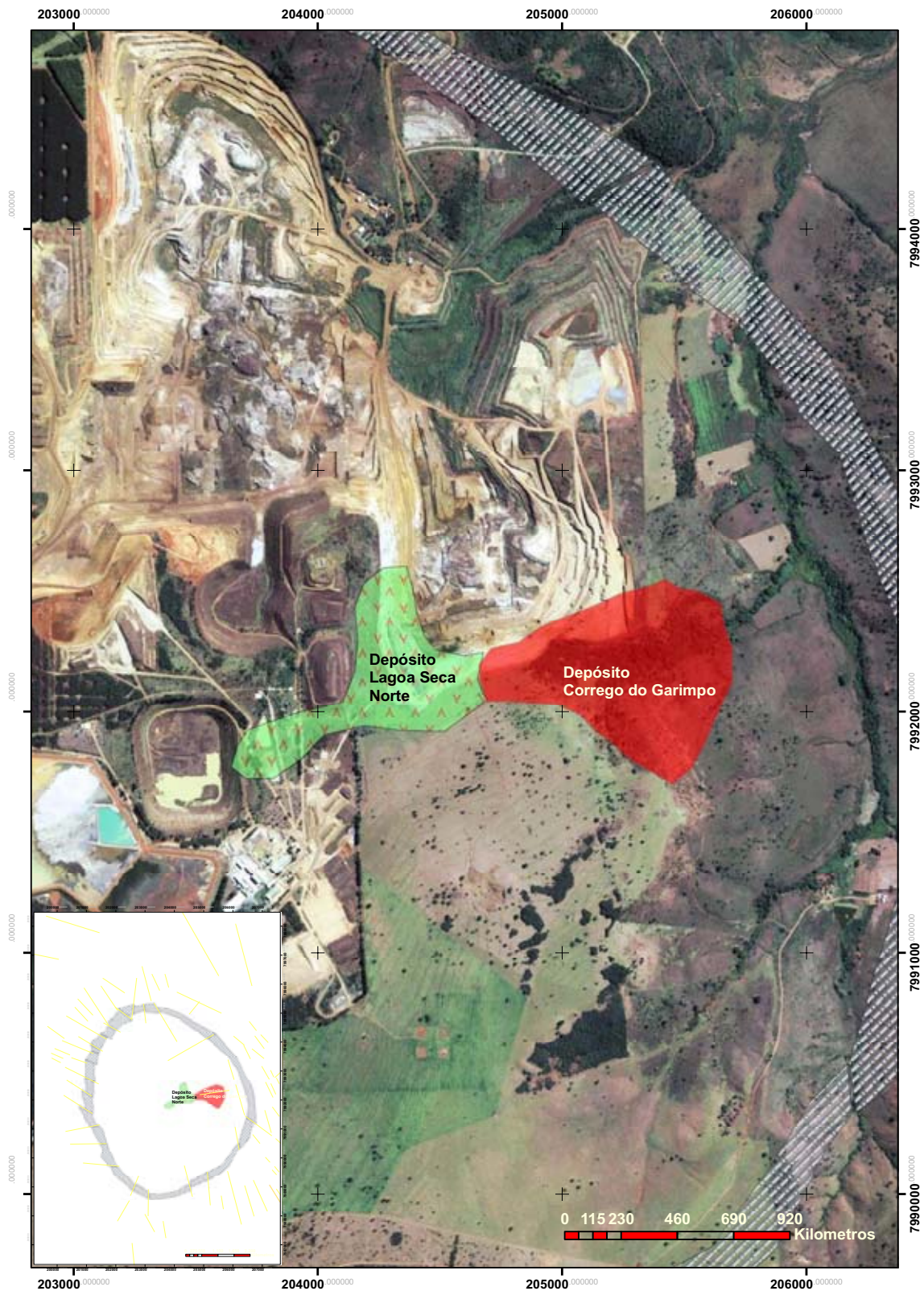


Figura V.3. Localização dos depósitos de ETR Lagoa Seca Norte (verde) e Córrego do Garimpo (vermelho).

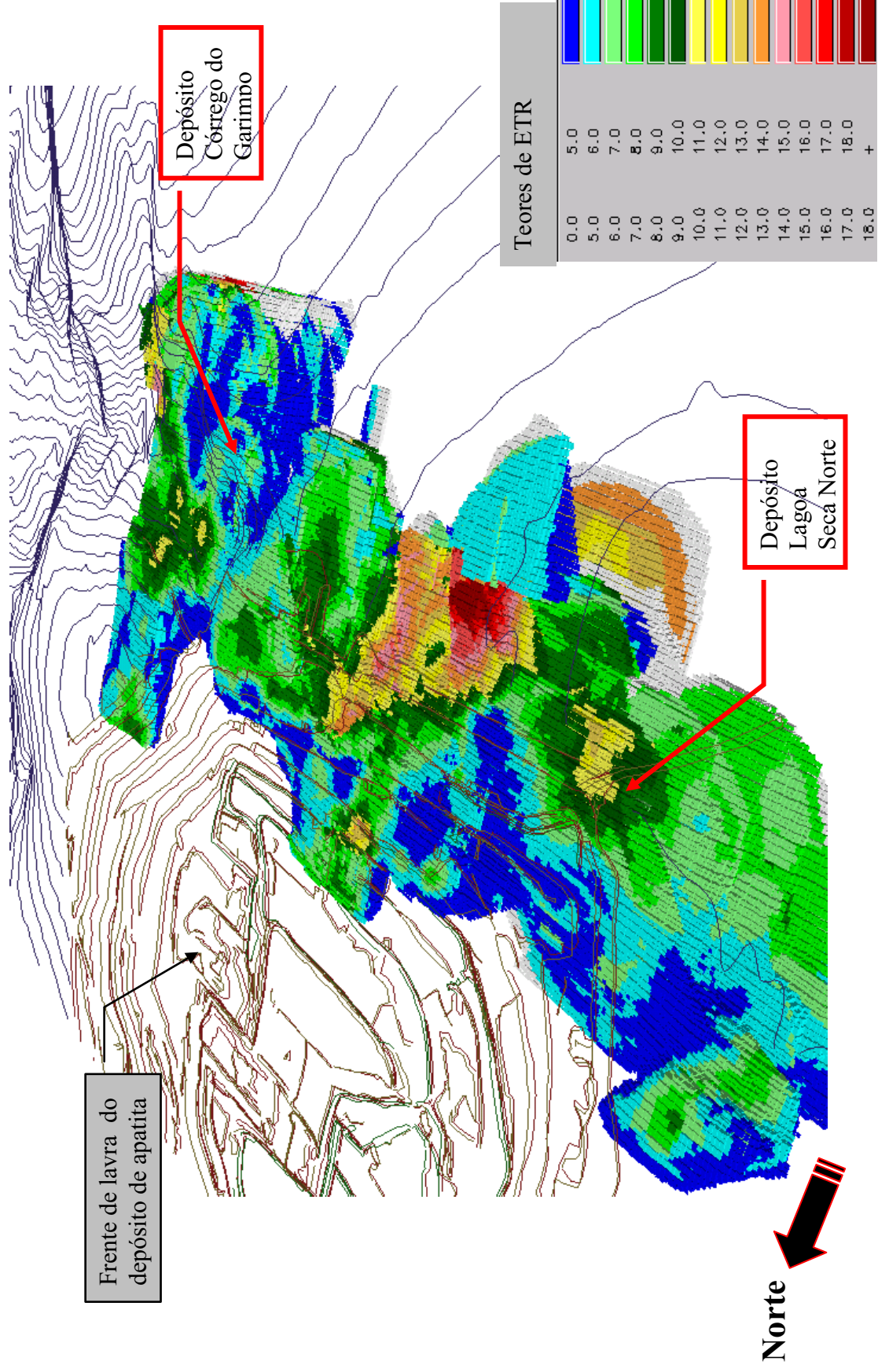


Figura IV.4. Vista isométrica do depósito de terras raras modelado sobre blocos 35x 35 x 5 metros.

5.2 Depósitos do Córrego do Garimpo

Três minérios constituem os depósitos do Córrego do Garimpo como definidos por Neumann (1999) e Toledo (1999):

1. Minério Carbonatítico;
2. Minério Saprolítico;
3. Minério silicoso (silcretes).

A Figura V.5 e V.6 representam os três tipos de minérios em uma seção típica composta a partir trincheira e dos furos de sonda executados na área do Córrego do Garimpo. Os tipos 1 e 2 estão localizados no manto de intemperismo enquanto que o tipo 3 situa-se em rocha fresca.

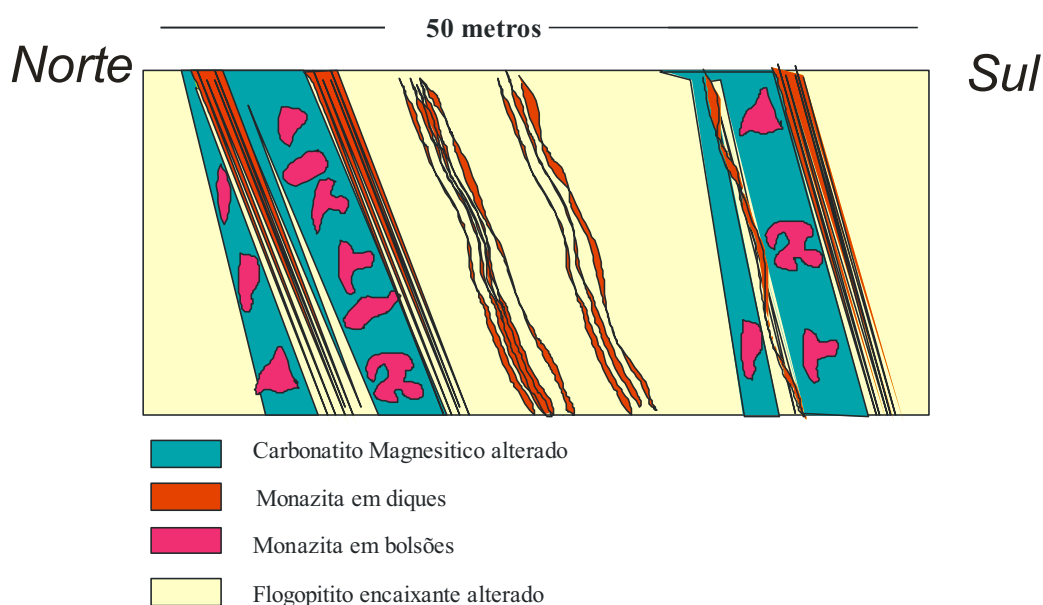


Figura V.5. Seção de uma trincheira aberta sobre o corpo mineralizado de monazita do Córrego do Garimpo mostrando as relações de campo entre as unidades que compõem o depósito.

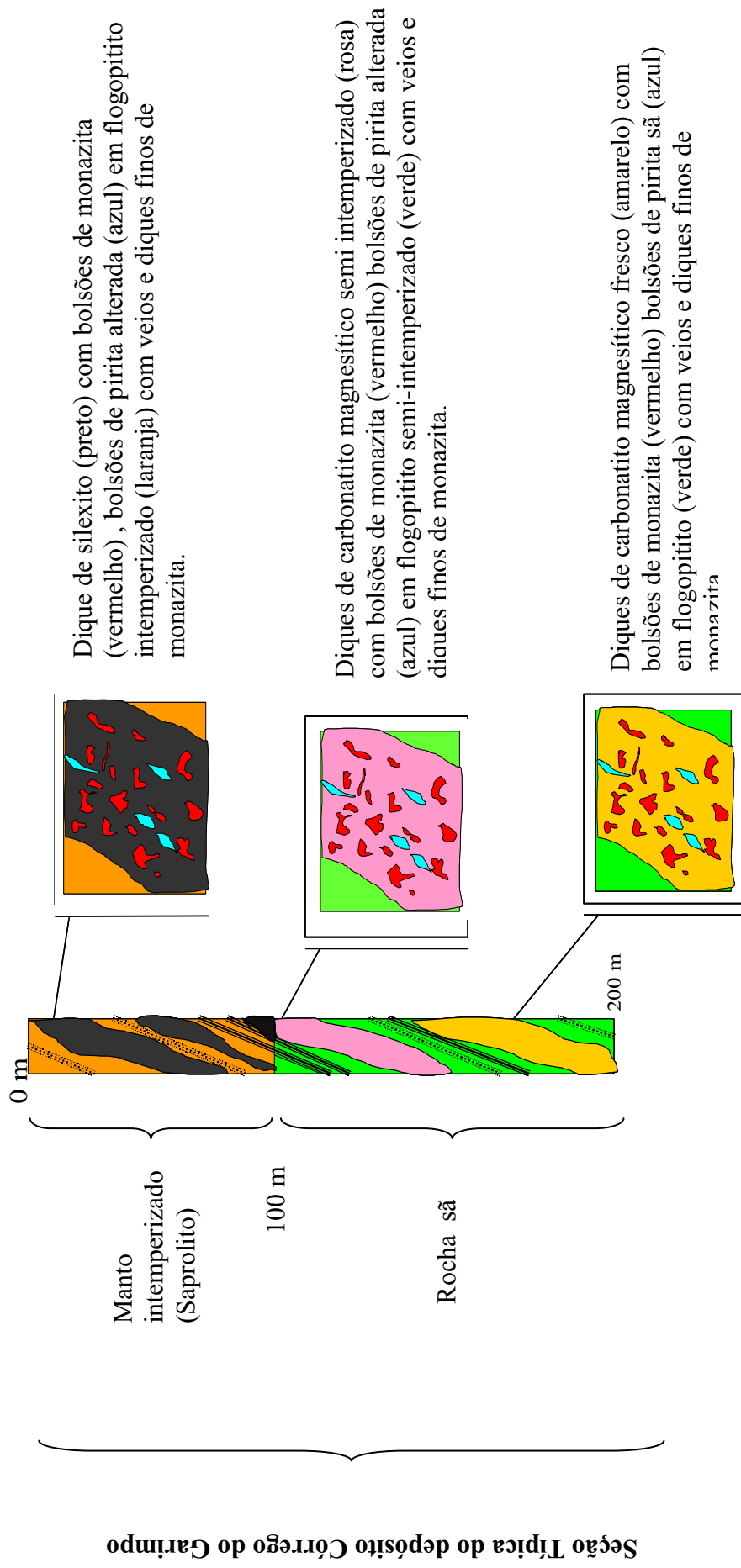


Figura V.6. Seção típica do depósito de terras raras na região do Córrego do Garimpo.

5.2.1 *Minério carbonatítico*

Foi observado em testemunhos de furos de sonda que atingiram carbonatitos em profundidade superior aos 100 metros. Esse minério apresenta um teor médio de 6,64% de ETR, baixo Fe_2O_3 (cerca de 3,56%) e consiste de; magnesita, dolomita, monazita, estroncianita, pirita, isokita, galena, esfarelita, pirocloro, barita e ilmenita. A magnesita, adicionada à dolomita presente, eleva o teor de MgO no minério para valores superiores a 40%.

Macroscopicamente a monazita é predominantemente criptocristalina, ocorre em bolsões centimétricos amebóides, friáveis ou não, esverdeados claros, finamente granulados e descontínuos, impregnando irregularmente a rocha que, quando aglutinados, podem constituir intervalos com mais de um metro de espessura. Associados a estes bolsões ocorrem sempre lentículas centimétricas de pirita.

Morfologicamente a monazita do Córrego do Garimpo pode ser classificada em cinco categorias (Toledo, 1999):

- 1a – bem cristalizada;
- 1b- mal cristalizada;
- 1a /1b – grau de cristalinidade intermediário;
- 2a- em glóbulos, concêntricos ou não;
- 2b- fibrosa.

5.2.2 *Minério saprolítico*

O minério saprolítico ou laterítico foi definido por Neumann (1999) e Toledo (1999). Possui teor médio de 8,39% ETR e alto Fe_2O_3 (ca. 23,73%). É composto de quartzo, fluorapatita, magnetita, ilmenita, hematita, goethita, monazita, gorceixita, priderita, anatásio, pirocloro, vermiculita, filossilicatos interestratificados, e ainda zirconolita, calzirtita, badaleíta e zircão.

A análise estatística dos níveis de intemperismo sobre o Minério Saprolítico mostrou a seguintes teores médios para um teor de corte em 5% de ETR:

- Saprolito Aloterítico: 7,64% ETR;
- Saprolito Isalterita: 9,18% ETR;
- Rocha Alterada: 8,37% ETR.

5.2.3 *Minério silicoso (silcretas)*

Este tipo corresponde ao produto do intemperismo do minério carbonatítico definido acima. Apresenta teor médio de ETR de 10,5% e é composto de quartzo, monazita, hematita e goethita, além de barita, cerianita, apatita e hollandita subordinadas. A monazita forma massas muito finas e porosas. É muitas vezes esferoidal com camadas concêntricas, mas pode ainda ser acicular, vermiforme ou é pseudomorfo de outros minerais. É criptocristalina, com cristais de poucos micrômetros, dispersos e/ou em aglomerados em matriz quartzosa, associados a minerais ferruginosos e rara apatita. Estudos de MEV (Toledo, 1999) sugerem que a monazita forma pseudomorfos sobre apatita.

5.3 *Depósito da Lagoa Seca Norte*

Ribeiro et al. (2005) estudaram um minério em rochas da série foscorítica contendo com *pipes*, veios e diques situados na parte oeste do Córrego do Garimpo denominado de Lagoa Seca Norte, próximo ao centro do complexo. Tassinari (2001) definiu as unidades geológicas C1, C2a e C2b na região da Lagoa Seca Norte. A geologia das rochas que compõem a região da Lagoa Seca Norte e Córrego do Garimpo foi estudada e apresentada em detalhe no Capítulo II. A rocha dominante neste local são os foscoritos (Ribeiro et al.,2002, e Ribeiro et al.,2005) distribuídos em três grandes unidades (Figura V.7):

- C1 (foscoritos sem monazita) ou rocha encaixante;
- C2a (nelsonitos com ilmenita derivada da exsolução da magnetita, e alguma monazita);
- C2b (nelsonitos e carbonatitos com grandes quantidades de monazita e ilmenita).

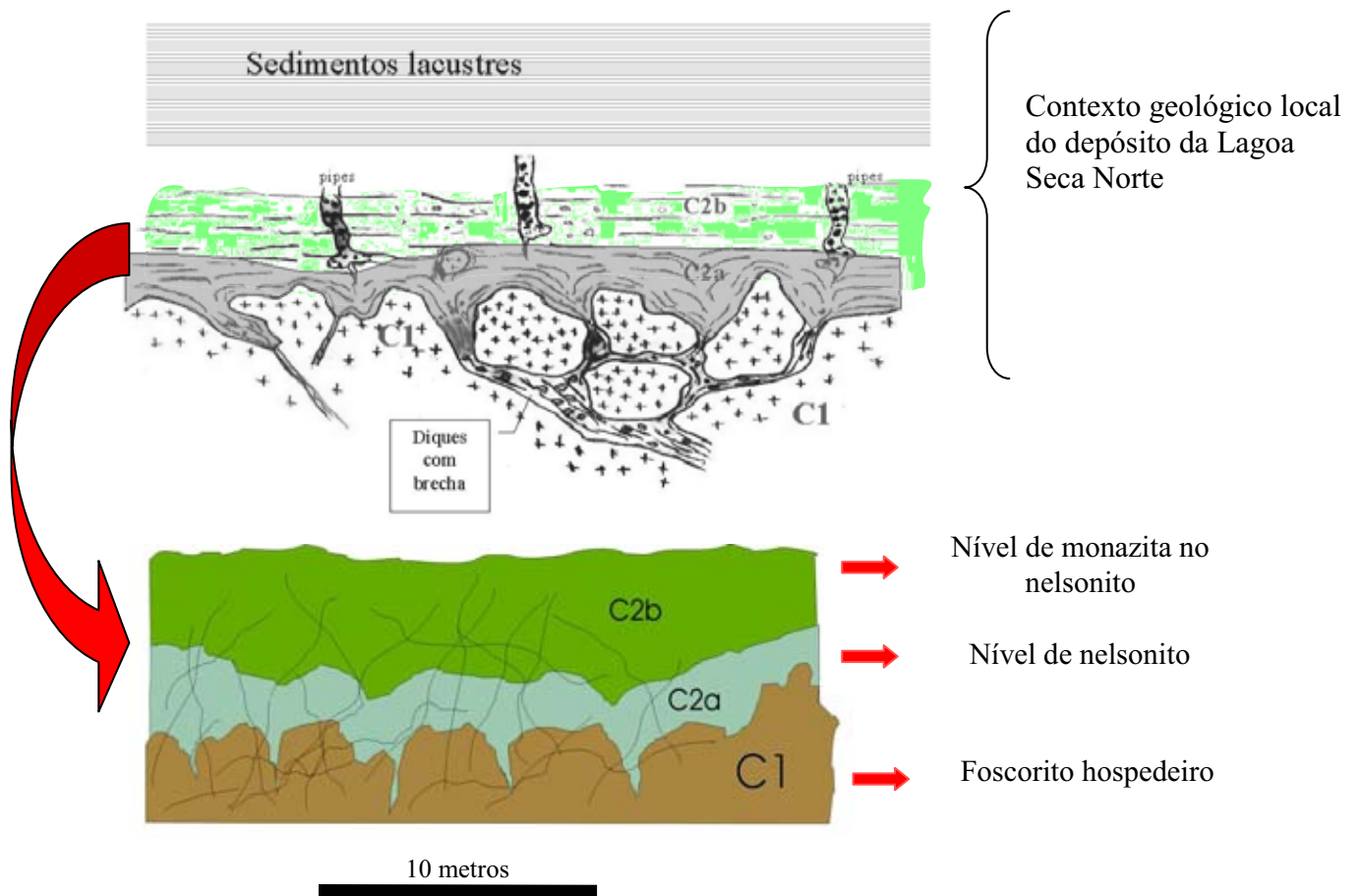


Figura V.7. Seção típica do depósito de monazita Lagoa Seca Norte.

5.4 Estimativa dos recursos dos depósitos de ETR

Na primeira fase da pesquisa de ETR na década de 80 a Metago estimou recursos medidos, indicados e inferidos da ordem de 78 milhões de ETR para um teor de corte de 2% (Tabela V.1).

Tabela V.1. Recursos de minério de ETR pesquisadas pela Metago na década de 80.

CeO ₂ + La ₂ O ₃	Reservas de minério em teladas				
	Medida	Indicada	Inferida	Medida + Indicada	Medida + Indicada + Inferida
>2%	22.504.860	45.301.356	10.858.000	67.806.216	78.664.216
>4%	4.624.529	10.511.719	-	15.136.248	15.136.248
>6%	1.079.890	6.967.080	5.019.600	8.046.970	13.066.570
>8%	676.400	2.989.232	5.019.600	3.665.732	8.685.352
>10%	534.000	2.634.400	5.019.600	3.168.400	8.188.000
>12%	391.600	2.064.800	-	2.456.400	2.456.400

Na segunda fase da pesquisa, realizada pela Fosfertil na década de 90, foram estimados 119 milhões de toneladas (Tabela V.2), donde 78.664.214 ton faz parte do depósito do Córrego do Garimpo e 41.058.784 do depósito da Lagoa Seca Norte. A Tabela V.3 apresenta uma estimativa dos recursos por tipo de minério.

Tabela V.2 Recursos de ETR calculados nos depósitos do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte.

Categoria	Tabulação dos recursos com teor de corte = 2% de ETR		Tabulação dos recursos com teor de corte = 5% de ETR	
	Tonelagem	Teores Médios de ETR (%)	Tonelagem	Teores médios de ETR (%)
MEDIDOS	41.406.880,00	5,39	6.789.050,53	8,2
INDICADO	65.202.580,49	5,49	26.063.877,65	8,48
MED+IND	106.609.460,49	5,45	32.852.928,18	8,42
INFERIDO	13.113.720,10	5,98	13.211.034,18	9,27
TOTAIS	119.723,00	5,51	78.916.890,55	8,67

<i>Tabela V.3. Estimativa dos recursos por tipo de minério.</i>	
Depósitos Córrego do Garimpo	
Minério Silicoso	8.254.383
Minério Saprolítico	54.506.757
Minério Carbonatítico	15.903.072
Depósito Lagoa Seca Norte	
Minério Nelsonítico	41.058.784

5.5 Análise estatística dos dados

O objetivo da análise estatística é investigar se a monazita dos vários tipos de minérios possui a mesma origem. A estatística pode contribuir com esta questão a partir da análise da população dos elementos químicos que compõem os minérios.

Os dados utilizados para análise estatística foram gerados por sondagens realizadas na região do Córrego do Garimpo e da Lagoa Seca Norte e também por amostragem direta sobre afloramento nas bancadas da mina de fosfato da Fosfertil na região da Lagoa Seca Norte. Foram 3274 amostras de sondagens analisadas para ETR (somatório das terras raras leves: $Ce_2O_3 + La_2O_3 + Nd_2O_3 + Pr_2O_3 + Sm_2O_3$) utilizando um equipamento de fluorescência de Raio X Philips .

O primeiro ensaio estatístico foi analisar a consistência do banco de dados de sondagens com relação à presença de viés estatístico em função da malha de sondagem de forma irregular. Para isto, a malha original foi submetida a um rearranjo pelo método de desagrupamento (*declustering*) conforme propõem Isaaks & Srivastava, 1989. A Figura V.8 mostra em (A) a malha original e em (B) a malha após o desagrupamento.

Para analisar o efeito das malhas sobre os dados foram elaborados mapas de isotores (Figura V.9) que mostram que a distribuição espacial dos dados não apresentou modificações importantes que justificasse o desagrupamento dos mesmos. Em razão disto, o tratamento dos dados foram executados conforme sua disposição na malha original.

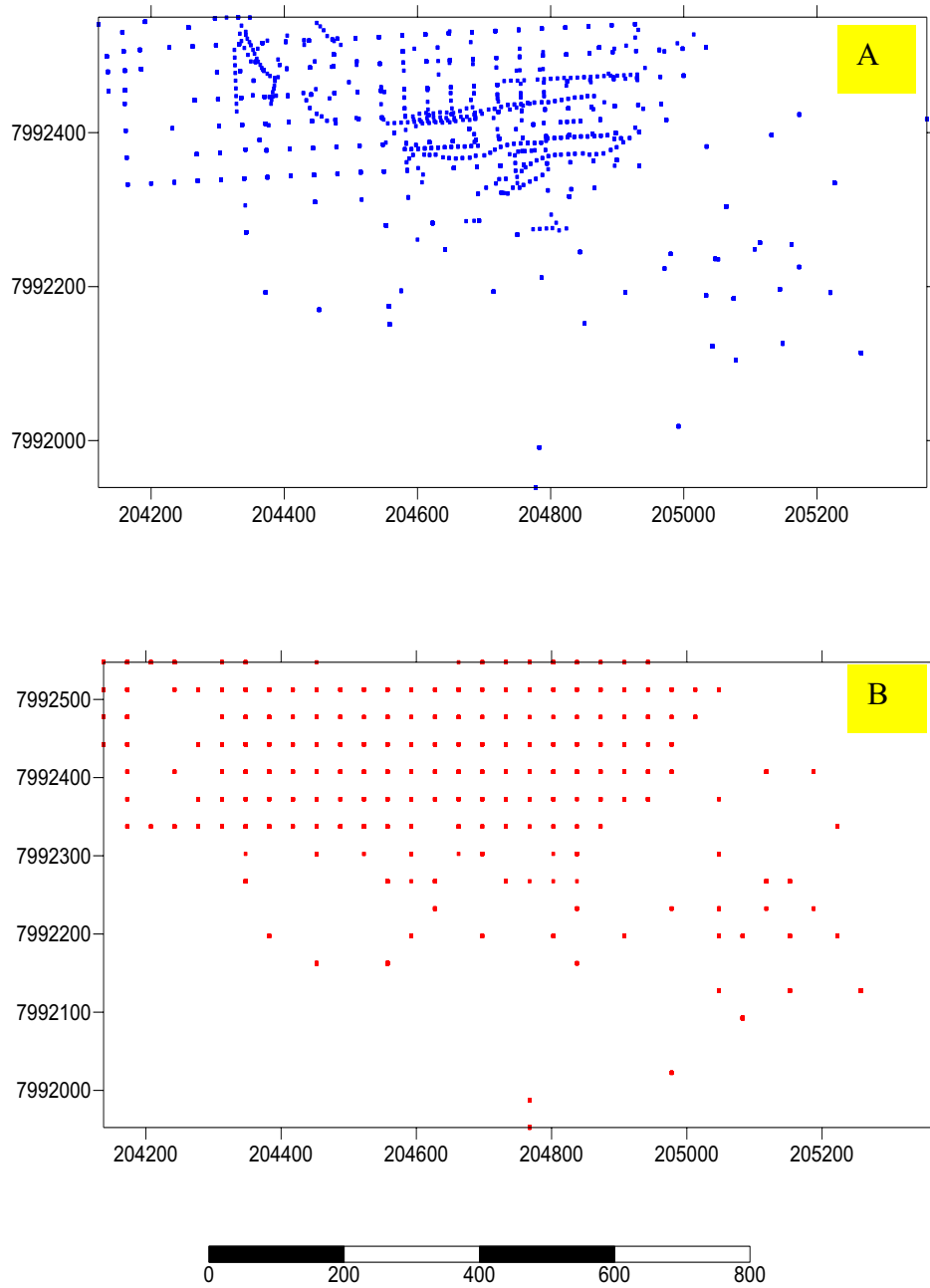


Figura V.8. Malha de sondagens de terras raras. A) Sondagem na posição original. B) Malha de sondagem regularizada pelo processo de desagrupamento (declustering) para utilização em tratamento estatístico.

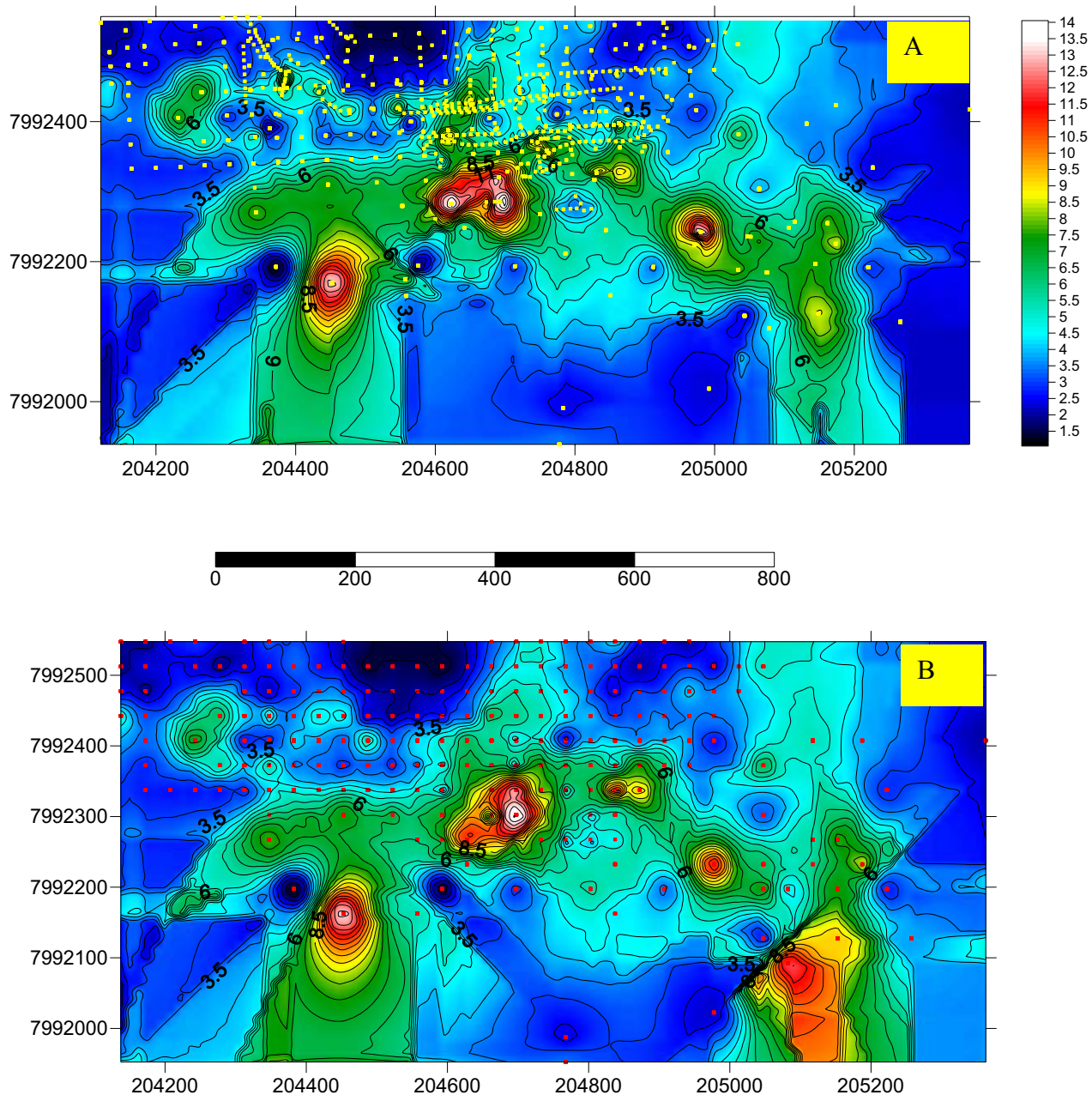


Figura V.9. Curvas de isoteores para Tr_2O_3 aplicado sobre duas malhas de sondagens: A) Sondagem na posição original. B) Malha de sondagem regularizada pelo processo de desagrupamento (declustering) para utilização em tratamento estatístico.

Análise da população

Para investigar a população dos dados é preciso investigar ou verificar a distribuição dos dados a partir de tabelas de freqüências acumuladas. O segundo tipo de análise é verificar se os dados apresentam uma distribuição normal ou lognormal e, por conseqüência, se existem mais de uma população. Segundo Isaaks (1983) os gráficos de probabilidade são muito úteis para testar a presença de múltiplas populações. Nos gráficos de probabilidade, o eixo y é escalado de tal maneira que as freqüências acumuladas plotarão sobre uma linha reta, se a distribuição for Gaussiana. A tabela V.4 mostra a distribuição dos dados. Observa-se que em 65% dos teores de ETR situam-se no intervalo entre 0 e 5% e que 25.03% das amostras estão no intervalo de teores entre 5 e 10% da população.

Tabela V.4. Freqüência acumulada dos teores de ETR (*futr2cop1*). Teor de corte=0%

Intervalos de teores	Contagem de amostras	Amostras acum.	%	% Acum.	% total	Acumulado %
0,00<x<=5,00	1233	1233,00	65,65	65,65	37,67	37,67
5,00<x<=10,00	470	1703,00	25,03	90,68	14,36	52,03
10,00<x<=15,00	116	1819,00	6,18	96,86	3,54	55,58
15,00<x<=20,00	44	1863,00	2,34	99,20	1,34	56,92
20,00<x<=25,00	10	1873,00	0,53	99,73	0,31	57,23
25,00<x<=30,00	4,	1877,00	0,21	99,95	0,12	57,35
30,00<x<=35,00	1	1878,00	0,05	100,00	0,03	57,38
Valores ausentes	1395,00	3273,00	74,28		42,62	100,00

Nas Figuras V.10 e V.11 são apresentados dois gráficos de Normal-probabilidade: o primeiro, para testar se os dados podem ser ajustados a uma distribuição Gaussiana (normal) e no segundo para testar se dados se ajustam de modo lognormal, quando o eixo do x é colocado na escala logarítmica. Observou-se que os dados não seguem uma distribuição normal, mas, lognormal.

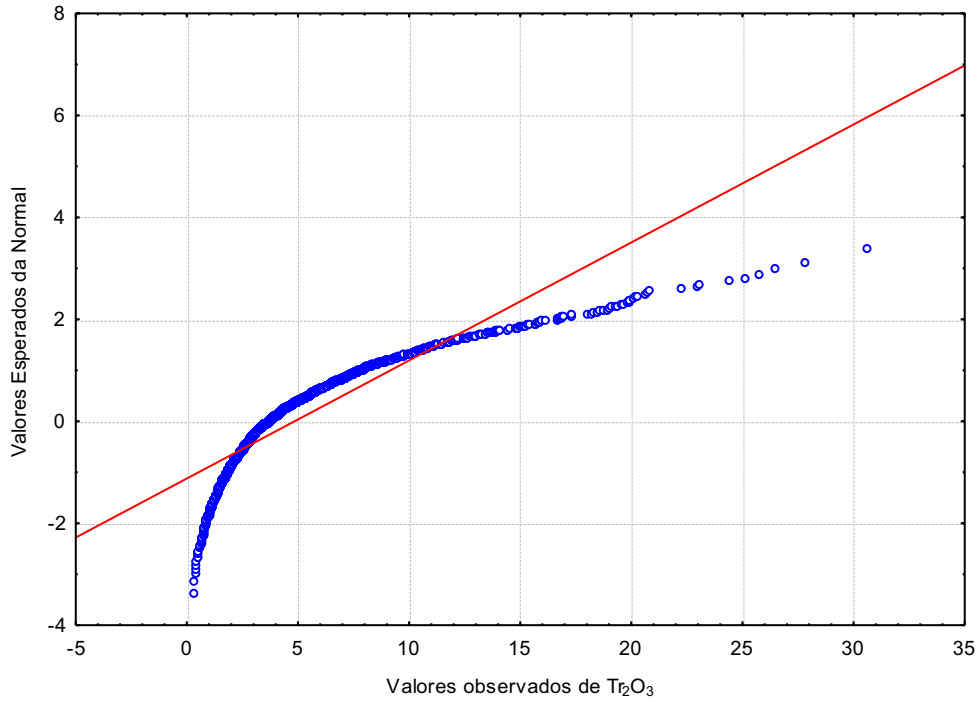


Figura V.10. Gráfico de Normal Probabilidade dos teores de ETR

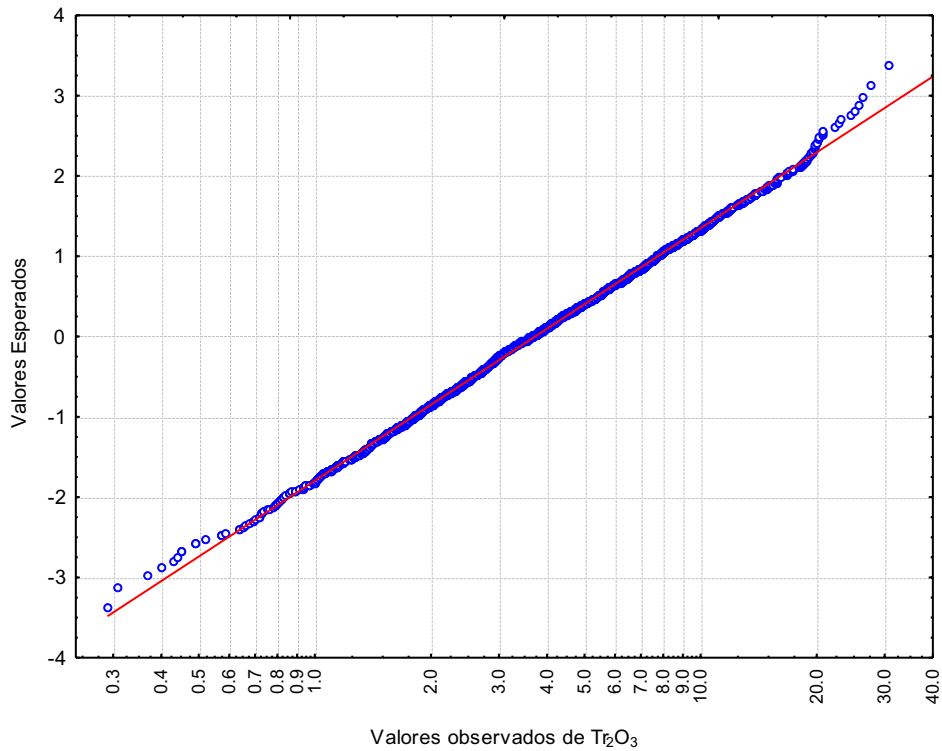


Figura V.11. Gráfico de Normal Probabilidade dos teores de ETR ajustados para lognormal

Oliveira & Imbernon (1998) definiu três horizontes para o manto de intemperismo: Saprolito Aloterítico (topo), Saprolito Isalterítico (meio) e Rocha

Alterada (base). Na Figura V.12 foi feita uma análise com os dados categorizados por tipo de intemperismo, incorporando tanto Minério Saprolítico, como Minério Silicoso, que fazem parte do perfil de intemperismo. Os resultados mostram que para o caso do Saprolito Aloterítico (ALOT) existe um desvio dos pontos para fora da reta para os pequenos valores de ETR que devem ser interpretados como parte de outra população. Embora o desalinhamento dos pontos sobre a reta nem sempre indique necessariamente múltiplas populações, elas representam mudanças nas características da frequência acumulada sobre diferentes intervalos e as razões disto devem ser exploradas (Isaaks, 1989). Isto pode ser explicado pela própria definição do perfil de intemperismo onde Imbernon (1993) mostrou a existência de um nível superior às aloteritas, denominado de Capeamento Superficial, composto de solos e camadas ferrificadas de laterita.

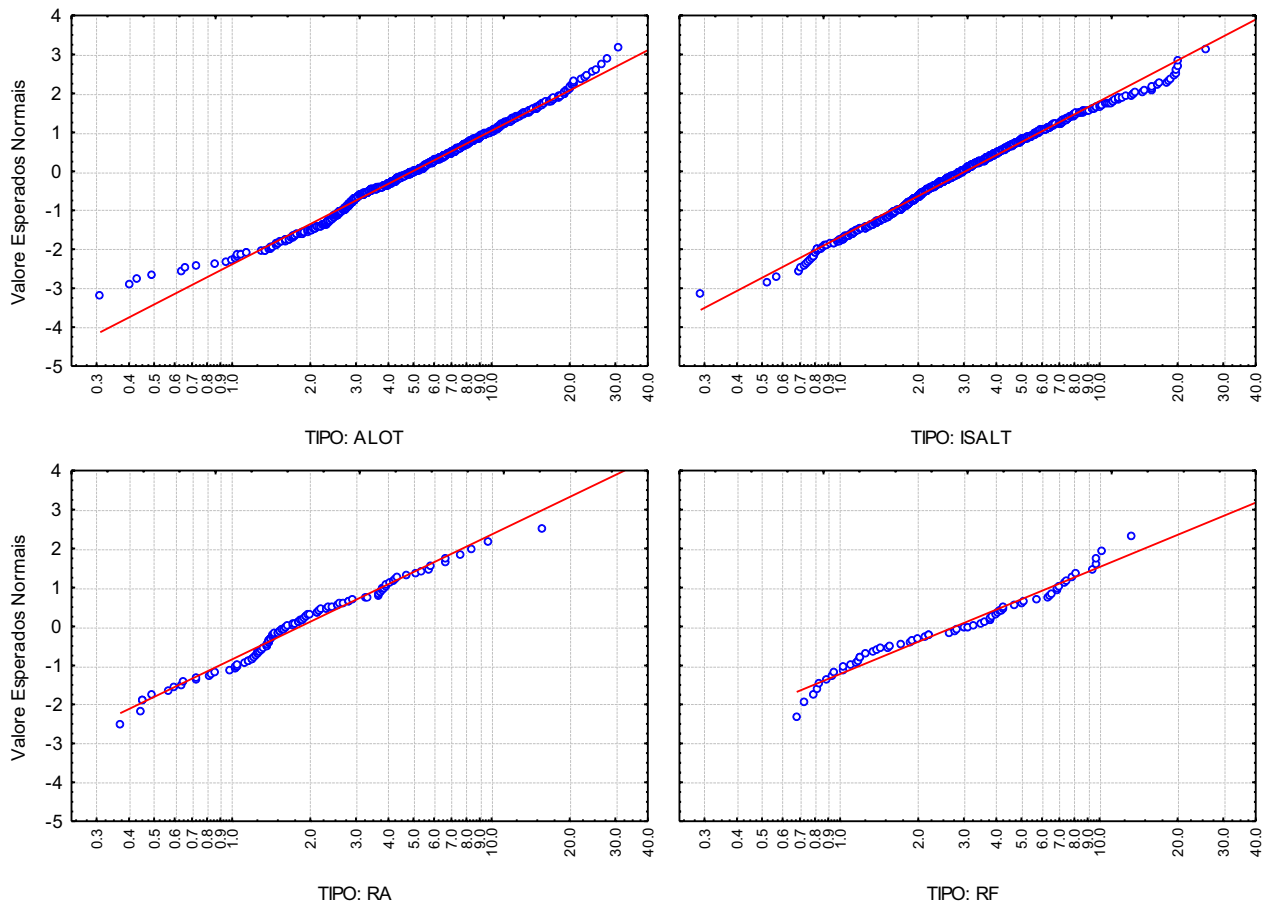


Figura V.12. Gráfico Normal Probabilidade dos teores de ETR ajustados para lognormal.

Para os níveis, Saprolito Isalterítico (ISALT) e Rocha Alterada (RA) os ajuste lognormal foram satisfatórios. Entretanto, para rocha fresca os pontos apresentam uma

suave curva na forma de S que podem estar indicando a existência de múltiplas populações em conformidade com os dados geológicos de campo que mostram a mineralização de ETR inserida tanto em carbonatitos (Minério Carbonatítico) como em flogopititos (secundária, mas sendo o protólito do Minério Saprolítico).

Análise das relações entre elementos

Para examinar as relações entre os teores de ETR e os principais elementos maiores que compõem o depósito foram construídas as Tabelas V.5, V.6 e V.7.

Tabela V.5. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR >= 0%

	N de amostras validas	Média	Mínimo	Maximo	Variância	Desv. Pad
P₂O_{5T}	2386	10,77	0,500	26,30	21,1	4,60
P₂O_{5ap}	2709	7,96	0,100	27,35	31,1	5,57
Fe₂O₃	2530	26,03	1,290	78,93	145,3	12,06
Al₂O₃	2505	4,74	0,050	43,79	67,1	8,19
MgO	2447	2,44	0,010	30,61	18,3	4,28
SiO₂	2526	25,33	0,010	93,52	237,1	15,40
CaO	2665	10,73	0,010	73,31	65,1	8,07
BaO	2403	2,85	0,040	36,69	7,5	2,73
TiO₂	942	5,92	0,040	24,10	17,1	4,14
Nb₂O₅	1377	0,34	0,010	4,31	0,2	0,40
ETR	1878	4,85	0,290	30,60	15,0	3,87

Tabela V.6. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR >= 2%

	N de amostras validas	Média	Mínimo	Maximo	Variância	Desv. Pad
P₂O_{5T}	1073	9,56	1,530	25,88	20,9	4,58
P₂O_{5ap}	1330	6,69	0,130	27,35	31,8	5,64
Fe₂O₃	1181	23,45	1,290	67,35	132,1	11,49
Al₂O₃	1158	6,33	0,080	43,79	95,3	9,76
MgO	1112	1,79	0,010	30,61	13,3	3,64
SiO₂	1181	29,19	0,160	93,52	360,5	18,99
CaO	1323	8,02	0,080	73,31	63,5	7,97
BaO	1315	3,01	0,210	20,13	5,4	2,32
TiO₂	812	5,91	0,040	24,10	17,5	4,18
Nb₂O₅	765	0,36	0,010	4,31	0,2	0,42
ETR	1516	5,67	2,000	30,60	15,0	3,87

Tabela V.7. Estatística descritiva (arquivo: futr2cop1.XLS) ETR \geq 5%

	N de amostras validas	Média	Mínimo	Maximo	Variância	Desv. Pad
P₂O_{5T}	446	8,23	1,860	19,98	17,6	4,20
P₂O_{5 ap}	580	5,43	0,140	27,35	27,4	5,23
Fe₂O₃	511	21,95	3,760	65,99	122,0	11,05
Al₂O₃	498	4,97	0,080	43,79	72,2	8,49
MgO	470	1,18	0,010	26,95	5,8	2,40
SiO₂	511	31,93	0,160	88,09	359,2	18,95
CaO	579	5,64	0,120	73,31	51,5	7,18
BaO	571	3,22	0,350	14,56	6,1	2,47
TiO₂	452	5,10	0,050	20,09	13,9	3,73
Nb₂O₅	294	0,26	0,010	1,84	0,1	0,25
ETR	648	8,87	5,000	30,60	16,4	4,04

Os resultados mostrados com a estatística descritiva nas Tabelas V.5, V.6 e V.7 têm o objetivo de fornecer informações básicas como a média os valores máximos e mínimos, diferentes medidas da variação bem como a forma da distribuição das variáveis.

Análise estatística por tipologia

Com o objetivo de analisar as distribuições dos teores de ETR derivado da monazita e dos principais elementos maiores associados aos intervalos do perfil de intemperismo utilizou-se a técnica estatística por grupos (*Breakdown*) onde os grupos são respectivamente os intervalos: Saprolito Isalterítico (ALOT); Saprolito Isalterítico (ISALT); Rocha Alterada (RA) e Rocha Fresca (RF). Os resultados são apresentados nas Tabelas V.8, V.9 que mostram as médias e desvio padrões destas associações para teores de corte de ETR igual a zero e cinco respectivamente.

A análise dos dados nas Tabelas V.8, V.9 e Figura V.13 devem ser feitas considerando que o fósforo e ETR é parte comum de dois minerais importantes no depósito: a monazita e a apatita. Geologicamente ambos os tipos de minério (Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte) estão associados à apatita e por isto, estima-se que parte do P₂O₅ é derivado de monazita (44%) e parte da apatita (55%).

Tabela V.8. Teores de ETR categorizados por nível de intemperismo. Teor de corte = 2% de ETR

Variáveis	TIPOS	ALOT	ISALT	RA	RF	TODOS
P ₂ O _{5T}	Média	6,22	6,69	13,65		9,87
	Desv Pad	2,35	2,88	3,35		4,66
P ₂ O _{5 ap}	Média	4,57	3,51	12,40		7,12
	Desv Pad	2,88	3,91	3,74		5,73
Fe ₂ O ₃	Média	14,52	23,45	26,29		23,97
	Desv Pad	6,16	13,82	8,40		11,86
Al ₂ O ₃	Média	1,94	9,90	1,46		5,92
	Desv Pad	4,34	11,55	0,98		9,44
MgO	Média	16,30	0,84	2,39		2,63
	Desv Pad	5,26	1,79	3,45		4,90
SiO ₂	Média	16,68	36,94	16,83		27,52
	Desv Pad	6,69	19,69	7,44		18,23
CaO	Média	16,90	2,68	16,36		9,06
	Desv Pad	8,48	3,61	5,07		8,30
BaO	Média	1,51	3,07	2,55		2,76
	Desv Pad	1,23	2,20	2,34		2,24
TiO ₂	Média	3,87	6,26	5,92		5,94
	Desv Pad	2,38	4,85	2,91		4,14
Nb ₂ O ₅	Média	0,45	0,39	0,40		0,40
	Desv Pad	0,40	0,52	0,40		0,45
ETR	Média	2,39	6,15	3,83	3,76	4,83
	Desv Pad	2,14	4,30	3,10	2,87	3,88

Tabela V. 9. Teores de ETR categorizados por nível de intemperismo. Teor de corte = 5% de ETR

Variáveis	TIPOS	ALOT	ISALT	RA	RF	TODOS
P ₂ O _{5T}	Média	3,17	6,56	13,23		8,23
	Desv Pad	1,63	3,02	3,00		4,20
P ₂ O _{5 ap}	Média	5,48	3,59	11,86		5,45
	Desv Pad	7,57	4,08	3,76		5,30
Fe ₂ O ₃	Média	11,60	22,19	21,60		21,95
	Desv Pad	6,79	12,27	5,32		11,05
Al ₂ O ₃	Média	1,07	6,18	1,33		4,97
	Desv Pad	1,65	9,49	0,86		8,49
MgO	Média	11,54	0,67	2,24		1,18
	Desv Pad	8,80	1,15	3,19		2,40
SiO ₂	Média	10,85	36,78	17,04		31,93
	Desv Pad	11,63	18,68	9,33		18,95
CaO	Média	28,30	2,54	15,37		5,63
	Desv Pad	26,10	3,61	4,69		7,27
BaO	Média	1,93	3,07	3,61		3,18
	Desv Pad	1,61	2,35	2,75		2,45
TiO ₂	Média	1,45	5,12	5,19		5,10
	Desv Pad	1,01	4,00	2,62		3,73
Nb ₂ O ₅	Média	0,24	0,25	0,29		0,26
	Desv Pad	0,12	0,28	0,15		0,25
ETR	Média	7,64	9,18	8,37	7,68	8,90
	Desv Pad	3,18	4,19	3,88	2,06	4,07

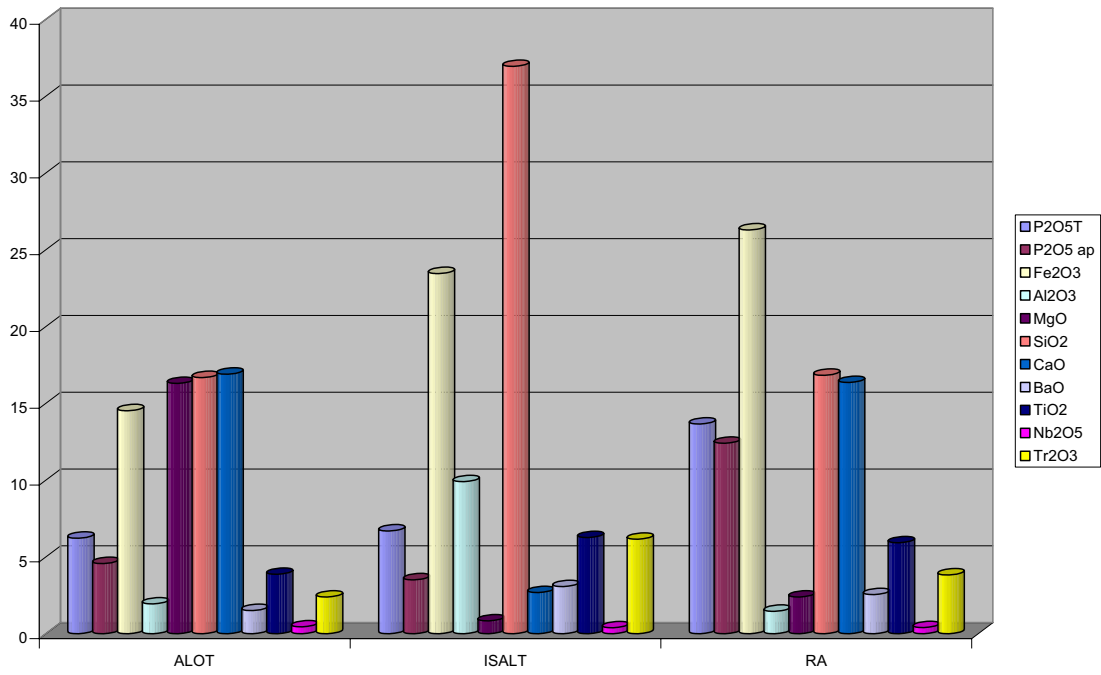


Figura V.13. Representação gráfica das distribuições dos principais elementos maiores participantes do depósito de terras raras para um teor de corte = 2% ETR.

Química mineral: caracterização da monazita nos diversos depósitos.

Os estudos desenvolvidos por Tassinari (2000), Toledo (1999) e Pereira (1995) com minerais de monazita do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte permitiram a construção de um banco de dados que será utilizado aqui para a caracterização da monazita dos depósitos. A coleta de pontos de mineral de monazita foram tomadas de amostras do Minério Silicoso, Minério Sapolítico, Minério Carbonatítico e Minério Nelsonítico Sapolítico. O objetivo foi determinar se a monazita presente nos dois depósitos e nos diversos níveis de intemperismo apresentam diferenças que possam justificar vários tipos genéticos. O primeiro teste realizado visou conhecer a distribuição dos dados associados à monazita e por consequência a realização de um estudo das populações envolvidas. A Tabela V.10 apresenta as características químicas da monazita analisadas por microsonda eletrônica derivado da coleta de amostras sobre quatro tipos de minério.

Tabela V.10. Estatística descritiva de monazita coletada pontualmente sobre todo depósito de ETR_2O_3 . (Tassinari, 2000).

Variáveis	N. de amostras	Média	Minimo	Maximo	Variancia	Desv. Pad.
P_2O_5	73	23,81	17,77	27,00	4,17	2,042
CaO	73	2,07	1,08	4,07	0,32	0,568
OTR	73	53,46	42,89	61,51	20,64	4,543
Dy_2O_3	73	0,05	0,00	0,31	0,01	0,074
Gd_2O_3	73	0,12	0,00	0,90	0,03	0,161
Sm_2O_3	73	0,37	0,00	1,60	0,12	0,344
Eu_2O_3	73	0,17	0,00	0,94	0,06	0,252
Nd_2O_3	73	6,35	2,83	13,42	8,37	2,894
Pr_2O_3	73	1,90	0,50	3,86	0,50	0,709
Ce_2O_3	73	26,39	21,29	31,64	6,40	2,530
La_2O_3	73	18,11	9,46	24,44	17,22	4,150
SiO_2	73	0,21	0,00	1,31	0,05	0,221
Al_2O_3	73	0,17	0,00	1,81	0,11	0,336
FeO	73	0,13	0,00	1,30	0,05	0,230
SrO	73	3,32	2,04	4,68	0,40	0,636
BaO	73	1,42	0,24	2,99	0,54	0,735

A Figura V.14 é um gráfico Normal-Probabilidade utilizado na análise da distribuição e da normalidade dos dados. Esta Figura mostra o resultado do somatório dos elementos ETR que compõem a monazita. Na Figura V.14, a reta definida pelos valores de ETR no eixo X e dos valores esperados para uma distribuição normal no eixo Y mostra que grande parte dos teores se ajustam bem na reta, com exceção para o pontos de valores mais elevados. Isto pode estar indicando que parte dos dados pode pertencer a outra população. Entretanto, quando os elementos ETR são tratados em separado, os resultados são bem diferentes daqueles de ETR. Os gráficos Normal-Probabilidade (Figura V.15) criados para os óxidos Ce_2O_3 , La_2O_3 e Nd_2O_3 que compõem as terras raras totais (ETR), mostram que somente o Ce_2O_3 apresenta um ajuste de pontos semelhante ao ETR.

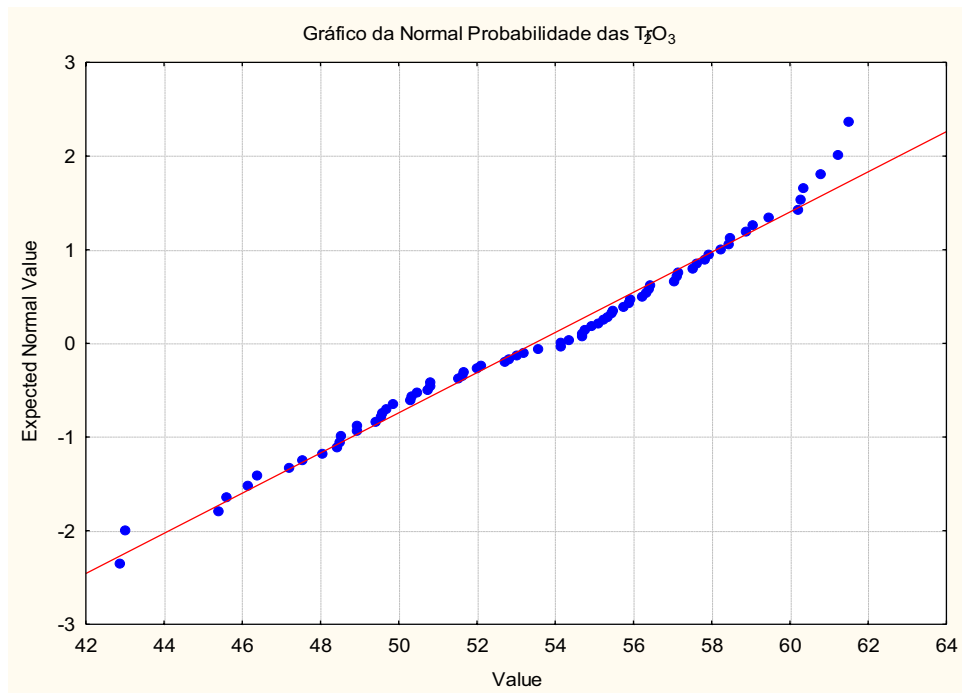


Figura V.14. Gráfico da Normal-Probabilidade dos elementos totais de terras raras. Observa-se que aparentemente o alinhamento dos pontos indica uma distribuição gaussiana para os dados.

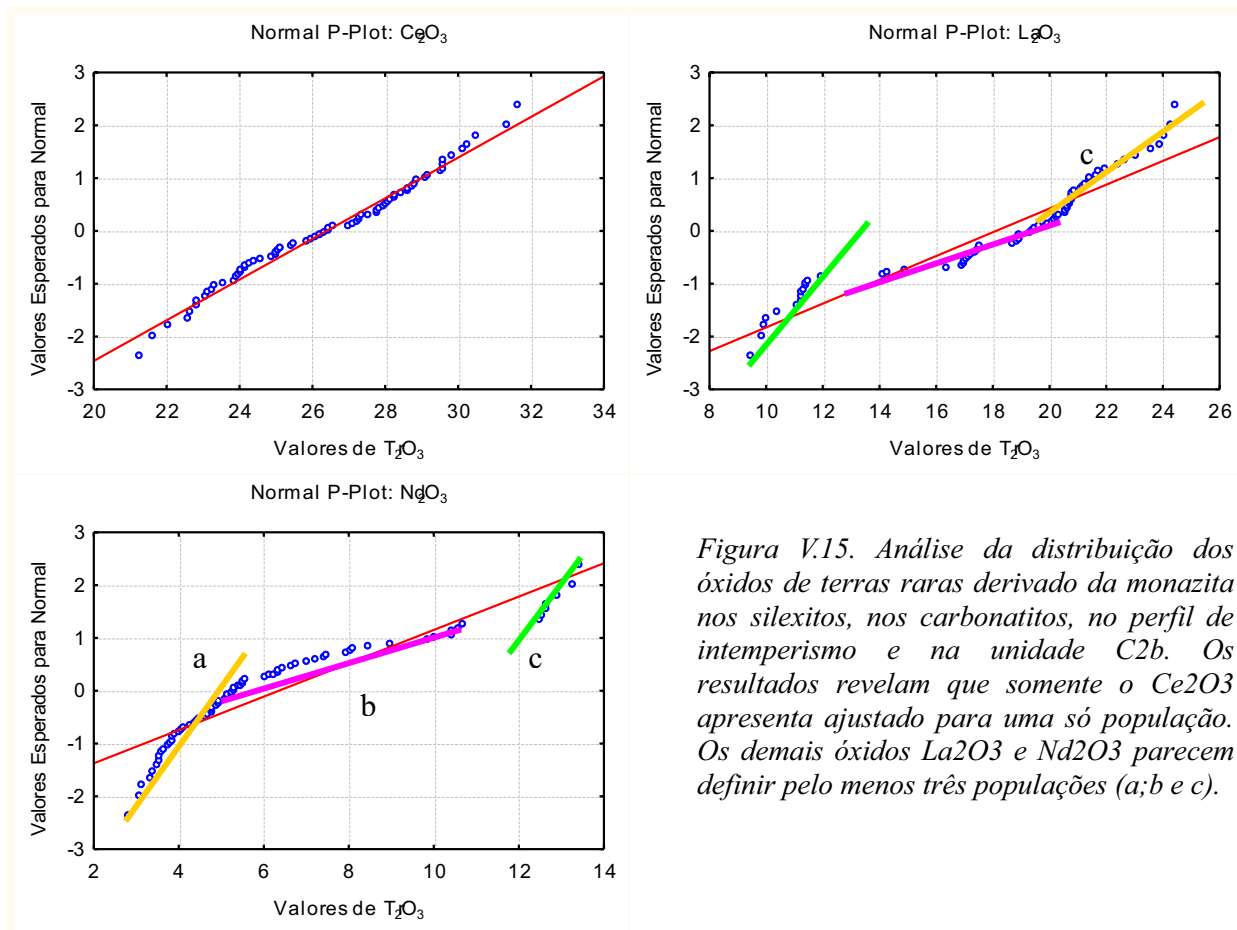


Figura V.15. Análise da distribuição dos óxidos de terras raras derivado da monazita nos silexitos, nos carbonatitos, no perfil de intemperismo e na unidade C2b. Os resultados revelam que somente o Ce_2O_3 apresenta ajustado para uma só população. Os demais óxidos La_2O_3 e Nd_2O_3 parecem definir pelo menos três populações (a; b e c).

Para melhor visualizar estas relações foram construídos cinco gráficos (Figuras V.16, V.17, V.18, V.19 e V.20) todos normalizados pelo condrito (McDonough & Sun, 1995) e em ppm. A Figura V.16 é um gráfico que mostra uma distribuição dos elementos de terras raras para cada tipo de minério. Os resultados mostrados pelas Figuras foram assim resumidos:

- No Minério silicoso:
 - O La é o elemento dominante e com variabilidade acentuada;
 - O Ce, Pr, Nd e Pm apresentam baixa variabilidade.
- No Minério Carbonatítico:
 - O La apresenta uma variabilidade maior do que dos silcretos;
 - Em algumas amostras os valores do La são inferiores ou iguais a dos outros elementos;
 - A variabilidade do Ce, Pr, Nd e Pm são semelhante àquelas dos silcretos.
- No Minério Saprolítico do Córrego do Garimpo:
 - Os valores de Ce e La são quase semelhantes e de baixa variabilidade;
 - Os valores de Pr, Nd e Pm são quase uniformes e de baixa variabilidade.
- No Minério Nelsonito Saprolítico:
 - Os valores de La são altos e variáveis;
 - Os valores do Ce são uniformes, assim como os valores do Pr, Nd e Pm.
 -

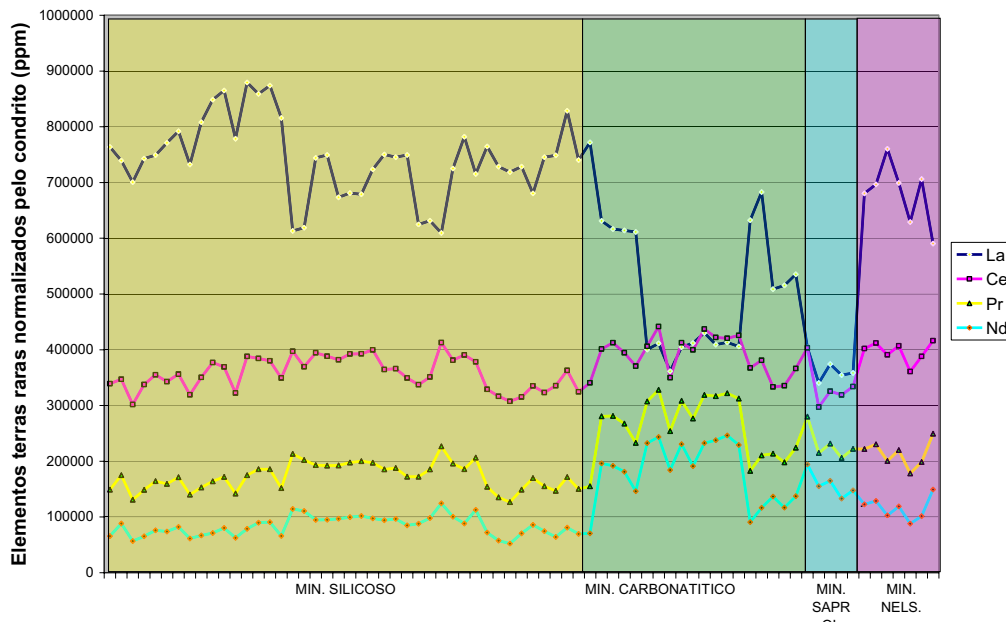


Figura V.16. Padrão de distribuição dos elementos de terras raras em monazita categorizados por tipo de minério.

O segundo gráfico (Figura V.17) apresenta a relação existente entre a razão La/Nd versus ETRtotal. Observa-se que a razão La/Nd difere muito do padrão de ETRtotal, enquanto no primeiro caso existem quatro padrões bem definidos, no segundo caso estes padrões são mais discretos em função da normalidade dos teores de Ce nas quatro populações.

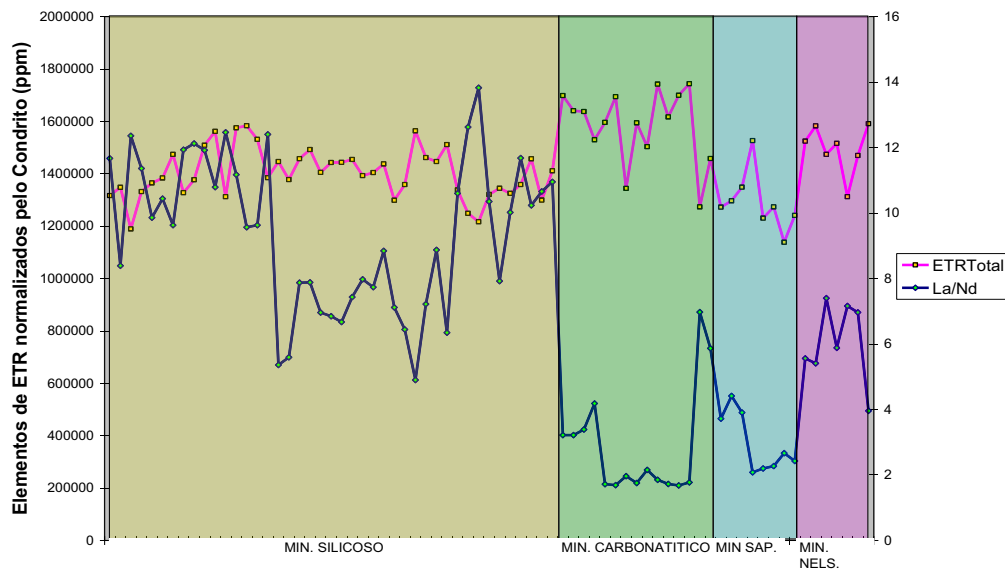


Figura V.17. Padrão de distribuição dos elementos de terras raras medidos pela razão La/Nd versus ETRtotal.

A Figura V.18 mostra o padrão típico de distribuição dos elementos de ETR até o Nd, visto que para os demais elementos o limite de detecção das análises químicas não foi suficiente. Observa-se a presença de quatro padrões distintos correspondentes aos quatro tipos de minério.

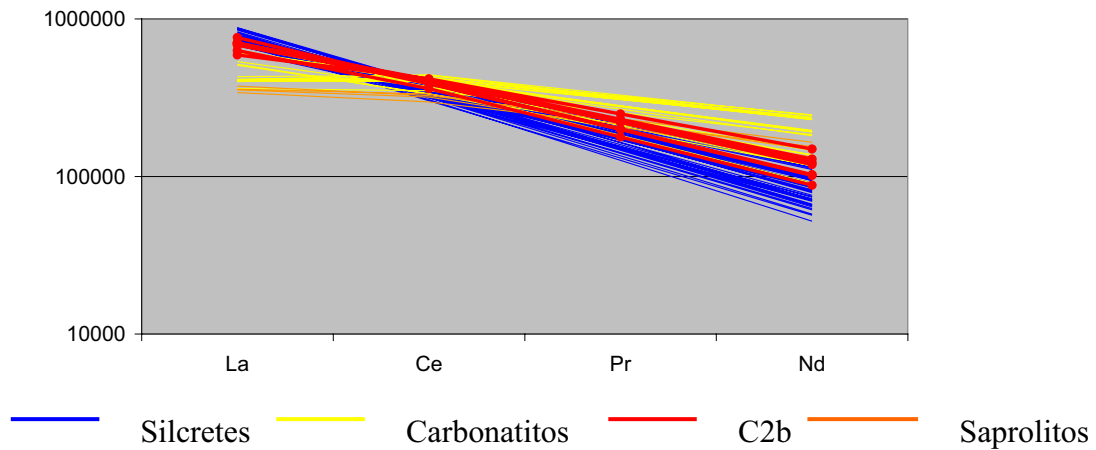


Figura V.18. Padrão de distribuição das terras raras de monazitas normalizadas pelo condrito relativo ao depósito total.

A Figura V.19 apresenta a distribuição de ETR da monazita nos minérios silicoso e carbonatítico. Este gráfico foi construído com o propósito de examinar as características das monazitas que constituem os dois depósitos, pois existem sugestões na literatura de que o minério silicoso tem origem hidrotermal, sem relação com os carbonatitos (Newmman, 1999; Pereira, 1995 e Toledo, 1999).

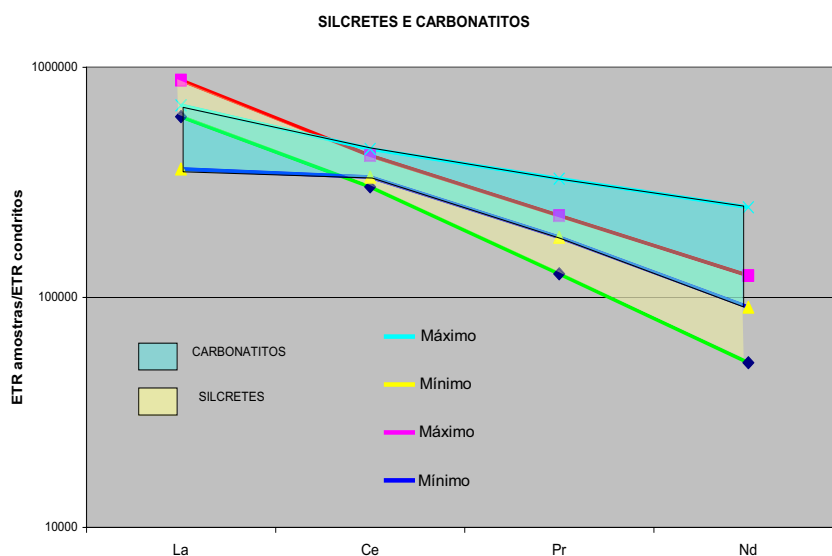


Figura V.19. Padrão de distribuição das terras raras normalizadas pelo condrito para as monazitas dos silcretes e carbonatitos. Ocorre um enriquecimento em La e um empobrecimento em Pr e Nd para os silcretes em relação aos carbonatitos magnésiticos que lhe deram

Na Figura V.19 observa-se que houve um enriquecimento de La e um empobrecimento de Pr e Nd nos silcretes em relação aos carbonatitos.

A Figura V.20 compara a distribuição da monazita do Minério Sapolito do Córrego do Garimpo e do Minério Nelsonítico da Lagoa Seca Norte. Neste caso a comparação visa examinar os dois minérios saprolíticos como produtos do intemperismo de duas unidades litológicas diferentes, ou seja, flogopititos e nelsonitos. Observa-se que no Minério Nelsonítico valores de La e Ce nas monazitas são mais elevados do que aqueles do Minério Saprolítico do Córrego do Garimpo. Por sua vez, existe pouca diferença entre os valores de Pr e Nd entre os dois.

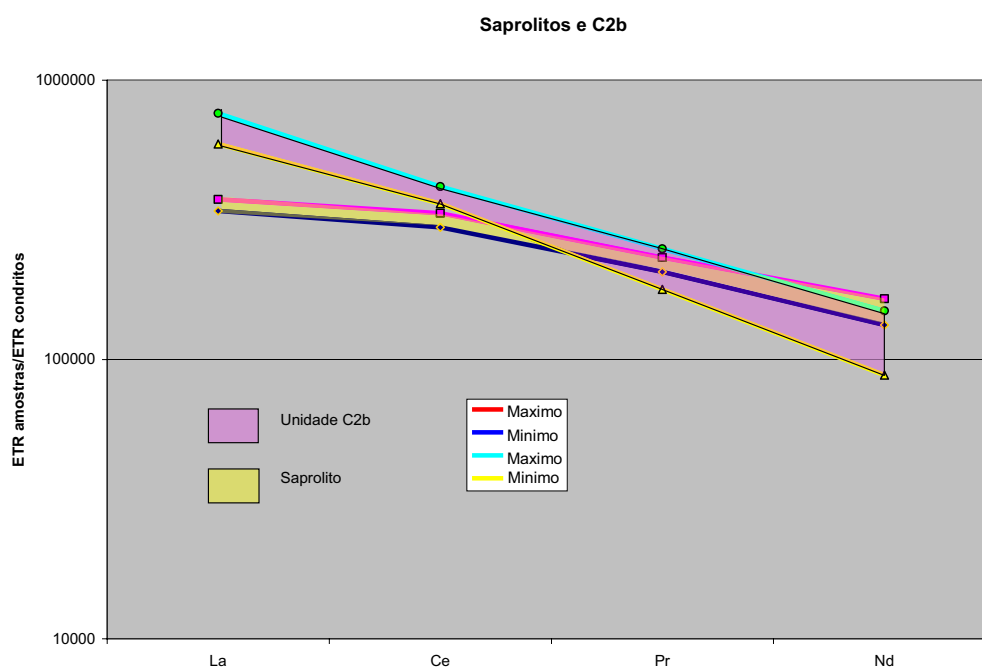


Figura V.20. Padrão de distribuição das terras raras normalizadas pelo condrito para as monazitas dos saprolitos e da unidade C2b. Ocorre um enriquecimento em La e um empobrecimento em Pr e Nd para as monazitas dos saprolitos da unidade C2b em relação aos saprolitos do Córrego do Garimpo.

Estatística multielementar

Os dados do depósito de terras raras foram também submetidos à análise por meio da estatística multielementar utilizando a técnica de Análise de Componentes Principais (ACP), cujo objetivo foi estabelecer as possíveis relações entre os principais elementos maiores. Estas relações são importantes na medida constituem verdadeiras assinaturas geoquímicas que expressam importantes características do depósito. A Tabela V.11 apresenta o resultado das correlações obtidas por meio da extração de três fatores proporcionando a obtenção de seis assinaturas na combinação entre correlações positivas e negativas de cada fator.

Tabela V.11. Coordenadas dos fatores baseado nas correlações entre variáveis químicas (futr2copTIPO1)

	Fator 1	Fator 2	Fator 3
P₂O₅t	-0,821733	0,241481	0,344586
P₂O₅ap	-0,906062	0,232508	0,132204
Fe₂O₃	-0,521805	-0,482014	0,247405
Al₂O₃	0,514122	-0,585021	0,016079
MgO	-0,310028	0,032183	-0,789936
SiO₂	0,832556	0,058177	-0,145429
CaO	-0,873251	0,266664	-0,184395
BaO	0,281080	0,151916	0,539135
TiO₂	-0,264437	-0,584773	0,026262
Nb₂O₅	-0,285647	-0,506472	0,285278
Tr₂O₃	0,557636	0,557268	0,31529

Com base nos resultados da ACP apresentados na Tabela V.11 foram as seguintes assinaturas extraídas dos fatores positivos e negativos:

- Fator 1 positivo: Al₂O₃ + SiO₂ + BaO + Tr₂O₃
- Fator 1 negativo: P₂O₅t + P₂O₅ap + Fe₂O₃ + MgO + CaO
- Fator 2 positivo: P₂O₅t + P₂O₅ap + CaO + BaO + Tr₂O₃
- Fator 2 negativo: Fe₂O₃ + Al₂O₃ + TiO₂ + Nb₂O₅
- Fator 3 positivo: P₂O₅t + Fe₂O₃ + Nb₂O₅ + Tr₂O₃
- Fator 3 negativo: MgO + SiO₂ + CaO + BaO

Para visualizar estas assinaturas foram utilizados os gráficos de correlação desenvolvidos pela técnica da ACP. Estes gráficos (Figuras V.21, V.22 e V.23) são constituídos de um plano para receber as projeções dos fatores um no eixo x e outro no eixo y (F1 x F2 ou F1 x F3 etc.), de um círculo que representa o local da máxima correlação entre as variáveis envolvidas e de quatro divisões em quadrantes utilizados para receber dois fatores positivos e dois fatores negativos.

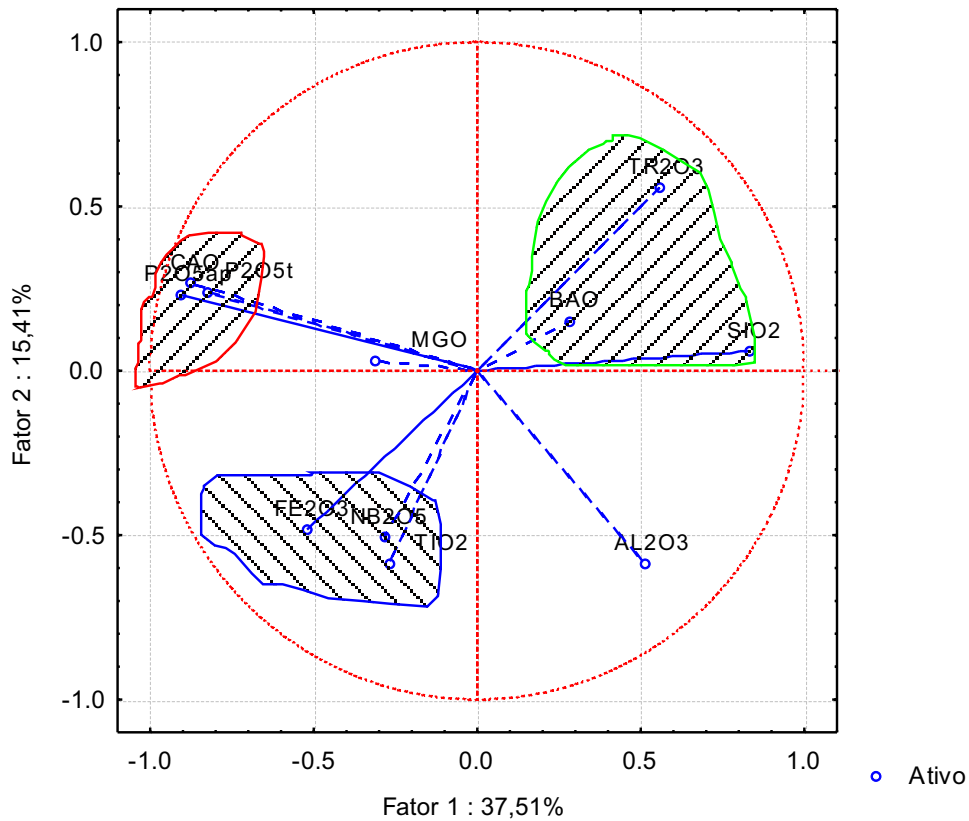


Figura V.21. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (1 x 2)

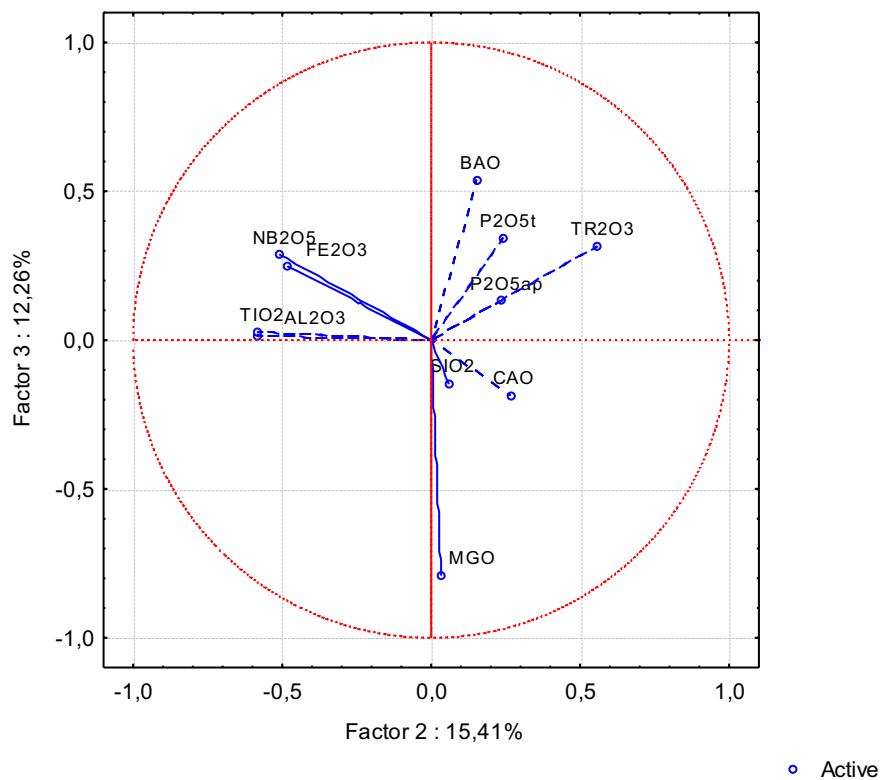


Figura V.22. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (2 x 3)

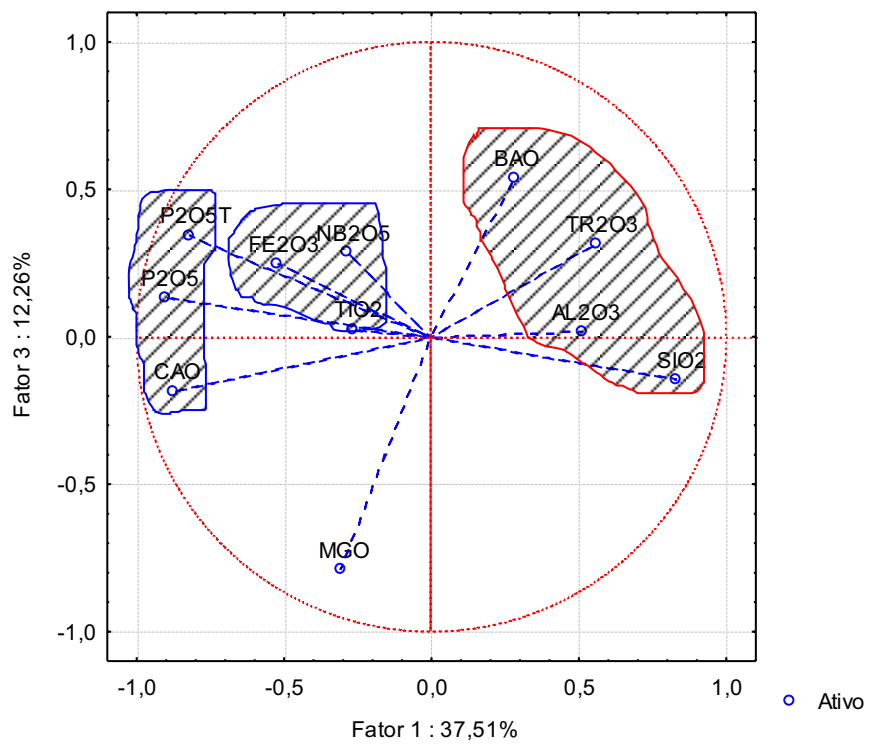


Figura V.23. Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (1 x 3)

As Figuras V.21, V.22 e V.23 mostram que o P_2O_5 compartilha correlações em duas situações diferentes, primeiro com o CaO que representa a apatita e depois com BaO e Tr_2O_3 que representa a monazita. O Tr_2O_3 também está presente nas três figuras. Na primeira, apresenta uma composição com BaO e SiO_2 indicando sua associação com silixitos; na segunda se associa com P_2O_5 indicando associação com foscóritos e na terceira figura se associa com BaO e Al_2O_3 indicando sua participação nos fosfatos aluminosos da família das crandalitas (gorceicitas) presentes no manto de intemperismo. Outras associações importantes são os elementos Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 e Nb_2O_3 que indica a presença de rochas bebedourítica carregadas de anatásio. As relações entre os grupos também são importantes para determinação da gênese do depósito.

Análise espacial dos teores de monazita nos depósitos

A determinação do comportamento espacial dos teores de ETR foi feita por meio da análise variográfica aplicada às amostras de furos de sonda. O objetivo desta análise é determinar a existência ou não de anisotropia na distribuição dos teores de ETR. Foram construídos ao todo 18 variogramas com direções variando de 10° em 10° , e a partir daí, construído um mapa de variogramas para determinação das direções da anisotropia, quando houver. A Figura V.24 é a representação, em mapa, com coordenadas polares, do conjunto dos variogramas. Observa-se nesta Figura a existência de uma forte anisotropia na direção $N80^\circ-90^\circ E$ coincidente as direções dos diques de Minério Carbonatítico e Minério silicoso do Córrego do Garimpo obtidas por meio de furos de sonda e trincheiras abertas na área estudada.

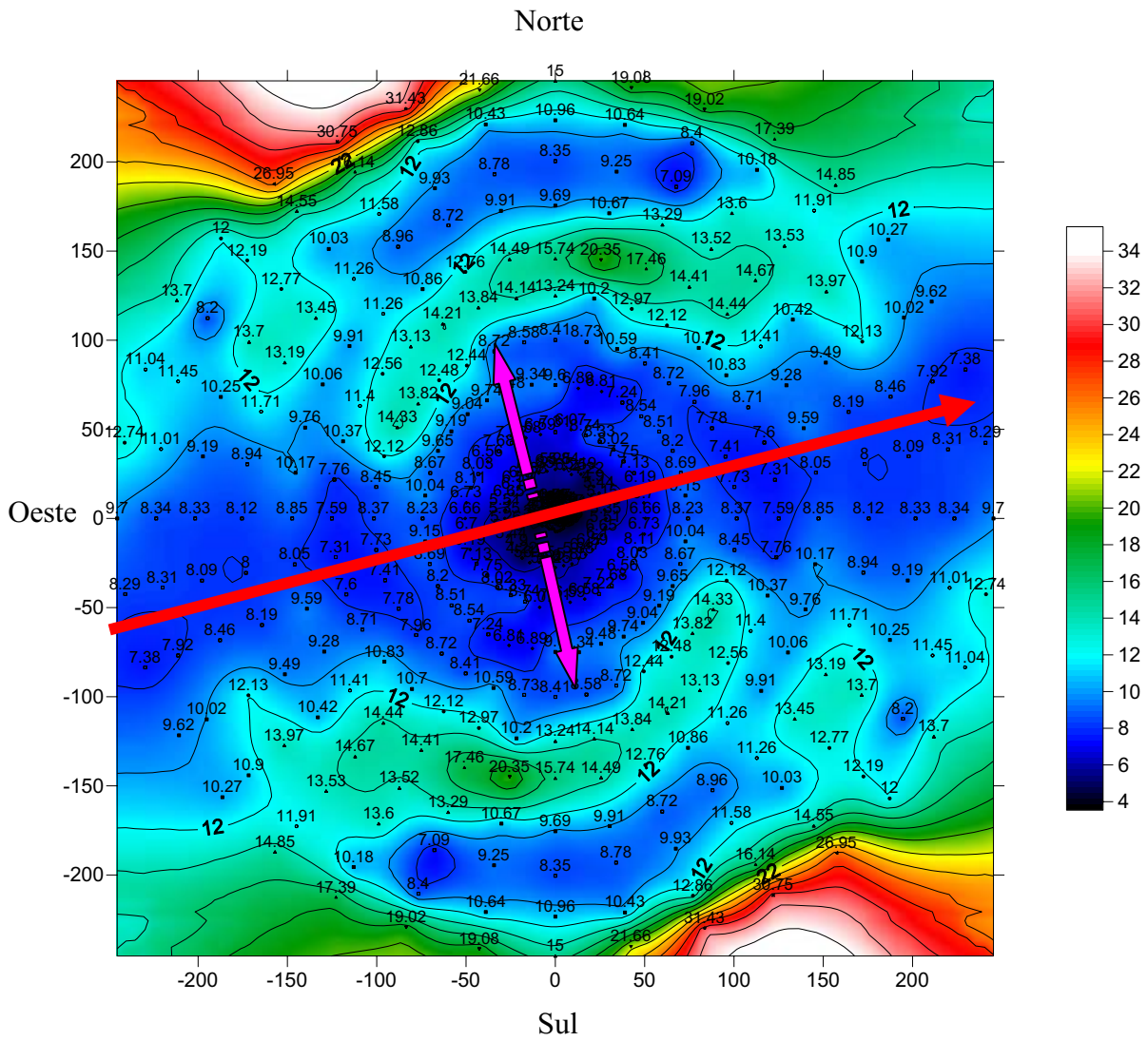


Figura V.24. Mapa de isovariograma (em coordenada polar) dos elementos de terras raras (ETR) identificando a presença de forte anisotropia próximo a direção leste-oeste (azimute 80°) coincidente com as direções dos diques de Minério Carbonatítico e Minério silicoso da região do Córrego do Garimpo.

5.6 Considerações gerais sobre a gênese das ETR

Os ETR se encontram amplamente distribuídos como elementos traços nas rochas mantélicas, nos magmas derivado do manto e nas rochas crustais. Para determinar como estes elementos passam desta fase para depósitos na crosta Wyllie et al., (1996) realizaram experimentos com o objetivo de determinar o papel do magmatismo na formação dos depósitos de ETR. Estes autores sugerem que as altas concentrações de ETR foram provavelmente derivadas da cristalização fracionada de um magma carbonatítico previamente enriquecido em ETR. Entretanto, Jones (1989) sugere que o enriquecimento em elementos traços em carbonatitos é fortemente controlado por minerais titaníferos enriquecidos de ETR. São conhecidos da literatura minerais hospedeiros contendo valores de ETR em carbonatitos que apresentam valores superiores ao traço. Wyllie *et al.* (1996) sugeriu uma divisão dos minerais hospedeiros em três grupos:

1. óxidos > pirocloro e perovskita;
2. fosfatos > apatita e monazita;
3. carbonatos > carbonatos da série bastnasita tais como synchynita, bastnasita, parisita e roentgenita.

Pecora (1956, *in* Wyllie *et al.*, 1989) propôs dividir os carbonatitos em dois grupos com a finalidade de individualizar as associações com depósitos de terras raras: aqueles ricos em apatita-magnetita (nelsonitos); e aqueles ricos em variedades minerais de terras raras (carbonatitos com TR). Já para Le Bas (1977) os carbonatitos podem ser divididos em função do estudo de cinco gerações de barita com pelo menos três estágios facilmente reconhecidos: O primeiro estágio está associado com apatita, pirocloro ou perovskita; o segundo estágio está associado com fluorita e bastnasita; e o terceiro estágio são veios carbo-hidrotermal associados com fluorita, bastnasita e quartzo. As ETR nestes três estágios quando se tornam concentradas podem formar depósitos econômicos.

Hamilton, Bedson e Esson (1989) defendem um processo multiestagiado com uma concentração inicial moderada, derivado de uma imiscibilidade de líquidos carbonatíticos e silicáticos, seguida por um aumento da concentração dos líquidos carbonatados, devido a remoção de grandes quantidades de calcita (ou dolomita) que culmina com a precipitação e acumulação de fases que tem alto conteúdo de elementos

incompatíveis, tais como bastnasita, pirocloro, e baddeleíta. Para Wyllie *et al.* (1996) se nestes processos a concentração de ETR for muito pequena os elementos de ETR tendem a ficar camuflados nos carbonatos e outros minerais e não teriam a oportunidade de crescer como minerais de ETR. Se por outro lado, a concentração de ETR for maior do que este mínimo, o único fator que poderia impedir sua concentração no líquido para produzir carbonatitos de ETR seria no caso de ocorrer uma eficiente extração de ETR do magma por minerais de alta temperatura contendo ETR, tais como a perovskita, a apatita e a monazita. Entretanto, segundo Wyllie *et al.* (1996) se o magma carbonatítico for pobre em fósforo a precipitação da apatita e monazita poderia não ocorrer e as ETR se concentraria em líquidos residuais culminando com formação de um carbonatito rico em ETR.

Nos modelos experimentais de Wyllie *et al.* (1996) são previstos que os carbonatitos com ETR deveriam ser um produto esperado da cristalização fracionada em carbonatitos, mas eles são ainda raros. Segundo os autores, em carbonatitos naturais, as ETR tendem a particionar nas fases iniciais da cristalização onde minerais de fosfatos, apatita e monazita são localmente abundantes e então carrear consideráveis quantidades de ETR. Wyllie *et al.* (1996) ainda sugerem como um mecanismo para impedir a formação de grandes volumes de carbonatitos com ETR nos últimos estágios da evolução do magma, a baixa solubilidade do P_2O_5 nos magmas carbonatíticos que facilitaria a cristalização da apatita com a extração de ETR. Deste modo, segundo estes autores, o desenvolvimento de grandes complexos carbonatitos de ETR, tais como Mt Pass poderiam ter sido derivados da cristalização fracionada de magmas anteriores pobres em P_2O_5 . Isto está de acordo com as observações empíricas de que o carbonatito de Mt Pass é relativamente pobre em minerais de fosfato (Jones & Wyllie, 1983).

Giré (1996) apresentou um interessante trabalho sobre o papel do hidrotermalismo na formação dos depósitos de ETR. Este autor define como processo hidrotermal “*um sistema no qual soluções aquosas aquecidas interagem com rochas ou magmas*”. De acordo com esta definição os fluidos hidrotermais não precisam ter uma restrição de envolvimento direta ou indireta com rochas ígneas ou magmas. Nos sistemas hidrotermais os minerais de ETR normalmente estão associados com apatita e ou fluorita, ambos portadores de ETR. Segundo Giré (1996) os minerais de ETR são encontrados numa ampla variedade de ambientes geológicos tais como preenchimento de fissuras e brechas a veios, *stockworks*, escarnitos e corpos metassomáticos de

substituição. Outra característica dos minerais de ETR de origem hidrotermal é o caráter zonado de seus minerais (Giré, 1996).

Com relação aos fluidos hidrotermais Michard (1989) mostrou que os ETR parecem ser mais ricos em pH mais baixos. Shock e Sassani (1989) mostraram que em antigos sistemas hidrotermais as maiores quantidades de ETR foram encontradas em soluções magmáticas muito salinas, mostrando que estas solução de alta temperatura são mais eficientes para carrear ETR em grandes quantidades.

Com relação à formação dos minerais de ETR Giré (1996) propõe uma variedade de mecanismos, entre eles: mudanças na temperatura ou pressão das soluções; mistura de soluções contendo ETR com fluidos de diferentes composições químicas; interação com a rocha encaixante e cristalização da ganga mineral.

Quando soluções quentes fluem em direção à superfície existe um gradual decréscimo na temperatura e na pressão de confinamento, o que leva os fluidos hidrotermais a supersaturação em alguns elementos de ETR se sua solubilidade diminui com a diminuição da temperatura. Em outras situações, quando a pressão diminui de modo muito rápido ou repentino porque as soluções hidrotermais encontraram espaços abertos como poros, fraturas, fissuras, cavidade ou brechas, é possível que a solubilidade de alguns minerais de ETR diminua. Esta situação foi confirmada por Ayers & Watson (1991) para monazita, que por contraste se observa um aumento da solubilidade da apatita.

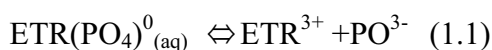
Uma repentina queda de pressão pode conduzir para uma perda de voláteis como H₂S e CO₂ e por conseqüência um aumento do pH que por sua vez induz a quebra dos complexos de ETR. Giré (1996) apresenta a seguinte equação para demonstrar estas perdas de voláteis:



Onde a perda de CO₂ pode deslocar o equilíbrio da equação para o lado direito e iniciar a deposição de minerais de ETR. Grandes quantidades de voláteis podem se perder durante a ebulição de soluções hidrotermais. Em Catalão I, Ribeiro et al. (2005) mostraram que na formação do depósito da Lagoa Seca Norte ocorrem *pipes* de explosão provocados por possíveis soluções em ebulição que culminou com a deposição de grandes quantidades de monazita. Similarmente, a interação entre fluidos hidrotermais e a parede da rocha encaixante pode propiciar as mudanças no pH e culminar com mudanças na solubilidade de alguns elementos de ETR. Ayers & Watson (1991) mostram que a solubilidade da monazita aumenta com o decréscimo do pH e

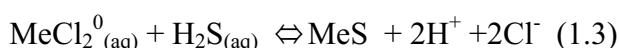
então a precipitação da monazita pode ser resultado da neutralização de fluido inicialmente ácido.

Com relação à cristalização da ganga mineral Giré (1996) mostra que a apatita é a principal ganga mineral quando a fluorita é ausente. A cristalização da apatita reduz as atividades do PO_4^{3-} no fluido hidrotermal que tem o poder de manter unido as ETR na forma de um complexo segundo a equação abaixo:



Sendo que a apatita se precipita quando fluidos ácidos são neutralizados ou diluídos por CO_2 .

Quando fluidos hidrotermais são ricos em H_2S a formação de minerais de ETR pode ser influenciada pela cristalização de sulfetos (Giré, 1996). Nestes casos, as ETR não são incorporadas aos sulfetos, mas se mantêm presas ao local da deposição dos sulfetos. Portanto, a deposição das ETR dissolvidos ocorrem em resposta a mudança do pH induzido pela cristalização dos minerais de sulfetos. Segundo Giré (1996) a precipitação dos sulfetos pode ser descrita pela equação abaixo:



Mineral de sulfeto

Em Catalão I as monazitas presentes nos silcretes e carbonatitos magnésícos do depósito do Córrego do Garimpo ocorrem sempre em associação com sulfetos de ferro, sendo, portanto candidatas a se enquadrar neste modelo.

De acordo com Giré (1996) processos de alteração hidrotermal são comuns e podem ocorrer transformando minerais de uma espécie em outra. Uma das alterações possíveis segundo Mariano (1989) seria a transformação de bastnasita em monazita pela interação com soluções contendo fosfato segundo a seguinte reação:



Bastnasita

monazita

O papel do magmatismo

Segundo Mariano (1989), monazita hidrotermal e supérgena são componentes importantes em alguns complexos carbonatíticos submetidos à intemperismo laterítico profundo como Araxá e Catalão I (Brasil) e Mt. Weld (Austrália). Este autor cita como exemplo, a seletiva preferência dos ETR por fosfatos das rochas frescas das partes centrais dos domos de Araxá e Catalão I, onde soluções hidrotermais de baixa temperatura, ricas em ETR, permearam carbonatitos ao longo de fraturas e reagiram com a apatita, formando monazita policristalina e um pouco de quartzo. O autor sugere ainda que a ausência de anomalias de Ce^{4+} reforça a idéia de um ambiente redutor durante a formação da monazita.

Neumann *et al.* (1994) defendem uma origem hidrotermal para as monazitas em silexitos do Córrego do Garimpo baseado nas estreitas relações entre pirrotita e monazita, presentes nestas rochas. Neumann (1999), estudando as mineralizações de ETR de Catalão I, encontrou monazita pseudomorfa preenchendo antigos cristais de apatita. Estes autores apresentam um interessante estudo sobre as várias fases secundárias carreadores de ETR: a apatita, com cerca de 1,4 % ETR, o pirocloro com até 6 % de ETR, a zirconolita com 5% de ETR, a baddeleíta com 0,82% em média com picos de 1,5% de ETR, a calzirtita com 0,08% de ETR, e a gorceixita ocasionalmente com teores de até 1.6% de ETR.

Os estudos desenvolvidos por Pereira (1995) em Catalão I mostraram que os altos teores de flúor e ETR contidos nas apatitas confirmam as afirmações de Yegorov (1984) de que existe uma correlação positiva entre flúor, nióbio e ETR em carbonatitos e foscoritos. Toledo *et al.*, 2004, referindo-se à gênese da monazita em Catalão I mostra que esta ocorre numa fase posterior à etapa magmática primária, possuindo características texturais de material invasivo, impregnando e substituindo os materiais pré-existentes, possivelmente em várias gerações, sendo difícil estabelecer uma cronologia relativa entre elas.

Em razão destes argumentos concluí-se que o papel do magmatismo na formação do depósito de ETR do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte foi a extração dos elementos de terras raras das rochas mantélicas para formar óxidos e fosfatos relativos ao primeiro estágio de Le Bas (1977). Uma análise dos flogopititos, carbonatitos e foscoritos externos ao domínio da Lagoa Seca Norte e Córrego do Garimpo mostram que os valores de ETR não ultrapassam 1% ETR, o que reforça a

idéia de que o magmatismo até este estágio mantinha os ETR diluídos em várias espécies minerais.

O papel do metassomatismo ou processos carbo-hidrotermal

As manifestações metassomáticas de origem carbonatítica que se seguiram, foram o processo responsável pela liberação das ETR pela transformação de perovskita em anatásio, conforme argumentos apresentados por Pereira *et al.* (2005). Esta transformação liberou enormes quantidades de ETR visto que o volume de flogopititos com anatásio existente no complexo é dezenas de vezes superior ao volume de foscoritos e carbonatitos. Portanto a fonte principal das ETR é a perovskita derivado de um processo tipicamente magmático e sua liberação para formar depósitos relaciona-se com o processo metassomático ou carbo-hidrotermal que promoveu uma carbonatização das rochas flogopitíticas, carbonatíticas e foscoríticas liberando o PO^{4+} necessário pela dissolução de apatitas anteriores.

Harrison & Watson (1984, *apud* Mariano, 1989) estudaram a solubilidade e dissolução cinética da apatita e em fusões félsicas a temperaturas variando entre 850 – 1500° C e a 8 kb de pressão. Estes estudos lhes permitiram mostrar que o Ca possui uma mobilidade pelo menos duas vezes maior que o P e isto lhes permitiram explicar a seletiva remoção do Ca das apatitas e porque o P fica imóvel quando percolado por fluido hidrotermais ricos em ETR.

Neste trabalho, o autor propõe uma gênese única para as mineralizações do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte: eventos tardios metassomáticos, relacionados ao magmatismo carbonatítico, enriquecido em elementos terras raras leves derivado da alteração da perovskita para anatásio teriam, através de veios e diques, alterado litotipos diversos tais como foscoritos, nelsonitos, apatititos, flogopititos, serpentinitos e carbonatitos dolomíticos. Os processos de carbonatização e dissolução parcial das rochas hospedeiras teriam sido os responsáveis pela introdução da monazita, substituindo apatita e/ou dolomita.

Na Lagoa Seca Norte é notável a presença de veios e diques preenchidos por brechas responsáveis pelo fraturamento hidráulico da rocha encaixante foscorítica C1, acompanhado de alteração metassomática que deu origem às unidades C2a e C2b ricas em apatita e monazita (Figura 03). Os veios e diques foram também os precursores de *pipes* de explosão associados às unidades C2a e C2b, estudados por Ribeiro *et al.*, 2002

e Ribeiro et al., 2005. Toledo (1999) e o autor deste trabalho (capítulo II) identificou a presença de monazita em carbonatitos frescos substituindo a apatita, que foi confirmado nesta tese, o que constitui uma prova da origem carbo-hidrotermal da monazita.

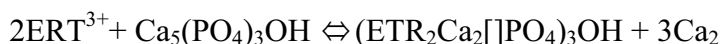
No Córrego do Garimpo, um conjunto de rochas (*stockwork*) formado por flogopititos metassomático e magmático, serpentinitos, veios e diques de carbonatito dolomítico foi transformado por um evento metassomático tardio caracterizado por uma carbonatização seguido da introdução de monazita, pirita e barita. Os flogopititos após a carbonatização com monazita deram origem no manto de intemperismo ao minério saprolítico, enquanto os carbonatitos dolomíticos após a carbonatização tornaram-se magnesíticos mineralizados em monazita, pirita e barita foram transformados por intemperismo em silcretes com monazita e pirita alterada. Neste trabalho o autor determinou padrões de distribuição de terras raras diferentes para monazita nos silcretes e nos carbonatitos magnesíticos do Córrego do Garimpo, o que é uma indicação que a monazita dos carbonatitos magnesíticos foi remobilizada e recristalizada *in locum* durante o processo de laterização, fato em parte fundamentado pela associação pirita-monazita presente em ambas as rochas. As evidências de campo e petrográficas neste trabalho confirmam que os silcretes são produtos de alteração intempérica de carbonatitos magnesíticos mineralizados em monazita.

Em Catalão I os carbonatitos magnesíticos poderiam estar relacionados aos carbonatitos ricos em ETR, mas os estudos petrográficos desta rocha mostraram que sua origem é carbo-hidrotermal sobre flogopititos, carbonatitos dolomíticos e foscoritos de uma geração anterior. A possibilidade de ter existido um carbonatito em ETR, derivado por fracionamento nos últimos estágios da evolução magmática é descartada por dois motivos: primeiro porque os estudos realizados mostraram que as rochas originais, apresentavam valores elevados de P_2O_5 ; segundo porque a monazita que ali se instalou assim a fez sobre antigos cristais de apatita e por isto a mineralização atual é de monazita e apatita, tanto para os depósitos do Córrego do Garimpo como da Lagoa Seca Norte.

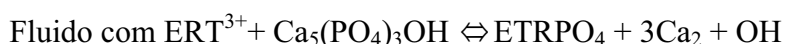
O papel do intemperismo

Com relação ao papel do intemperismo na formação do depósito de ETR, Morteani & Preinfalk (1996) sugerem uma possível existência de monazita de origem intempérica, para os materiais do tipo silcrete que, contudo, não foi confirmado por

Toledo (1999). Morteani & Preinfalk (1996) estudaram os minerais carreadores de ETR no perfil laterítico do Complexo Carbonatítico Catalão I e concluíram que estes minerais foram apatitas e carbonatos. Porém os trabalhos desenvolvidos pelo autor mostram que o fornecedor dos elementos de ETR para formação da monazita foi a perovskita após sua transformação para anatásio durante o metassomatismo que atingiu rochas bebedouríticas ricas em TiO₂. O papel da apatita foi fornecer o PO₄³⁻ segundo a reação proposta por Lapidou-Loureiro (1994):



Ou mais provável:



apatita

monazita

Segundo Morteani & Preinfalk (1996) os teores médios de ETR encontrados na apatita de 936 ppm e na calcita de 6974 ppm quando dissolvidos durante o processo de laterização vão liberar ETR que são incorporadas em outras fases, como por exemplo, as apatitas secundárias que possuem teores mais elevados de ETR. Neste trabalho foi mostrado que o intemperismo sobre foscoritos produz apatitas secundárias com médio teor ETR e monazita no caso do Minério Nelsonítico. No entanto, neste caso especial ficou comprovado que a monazita presente não se originou das apatitas do foscorito, mas sim, da injeção de diques e veios com fluidos ricos em ETR e P que produziu não só monazita, mas também apatita hidrotermal. Morteani & Preinfalk (1996) concluíram também que o processo de laterização não produziu nenhum fracionamento consistente de individual de ETR tendo essas se comportado como elementos imóveis e que os padrões de distribuição dos ETR nas lateritas espelham aquelas das rochas alcalinas subjacentes. Também não foi bem assim, o que se observou é a existência de um fracionamento dos ETR (Figura 38) pelo menos na passagem de carbonatitos para silcretes que mostram dois distintos padrões de distribuição de terras raras na análise da monazita.

Para Pereira (1995) a ação intempérica sobre os fosfatos e pirocloros com lixiviação dos elementos mais móveis permitiram a concentração localizada de ETR que, juntamente com o fósforo formaram os fosfatos do grupo da plumbogumita. Valarelli (1971) estudando as monazitas de Catalão I, reconheceu por meio de microscopia ótica a presença abundante de rabdofânio, sugerindo ser um produto de

alteração da monazita, porém estudos posteriores efetuados por Pereira (1995), Toledo (1999) e Newman (1999) não confirmaram a presença deste mineral.

Oliveira & Imbernon (1998) apontam a origem da monazita como fruto de alteração intempérica, tendo a monazita, o quartzo e barita se precipitado ao mesmo tempo em condições especiais de Eh e pH (Rosemblum & Mosier, 1983; Lottermoser *et al.*, 1990). Imbernon (1993) apresentou um estudo sobre o manto intemperizado do carbonatito de Catalão I e constatou que o comportamento das ETR neste perfil era de enriquecimento da base para topo, porém com um pequeno decréscimo nas partes mais superficiais de cobertura. Os silcretos sendo o material com os maiores teores de ETR.

Lapido-Loureiro (1994) constatou no Complexo Carbonatítico Catalão I que seus estudos não revelaram o tipo de associação entre os minérios de Ti e ETR, mas em relação aos fosfatos é sugerido que o P liberado por alteração do manto intempérico, seja re-depositado nos níveis superiores deste manto, formando fosfatos secundários complexos como goiazita, gorceicita, florencita e monazita (Souza, 1982). Lapido-Loureiro (1994) verificou também que os silcretos mineralizados em monazita do Córrego do Garimpo são produtos da silicificação de carbonatitos.

5.7 Discussão

As denominações carbo-hidrotermal e metassomatismo utilizadas neste trabalho têm conotação semelhante. O termo carbo-hidrotermalismo aqui utilizado tem o mesmo sentido de metassomatismo, ou seja, é uma alteração ou mudança na composição química da rocha por adição ou remoção de material pela ação de fluidos carbo-hidrotermais.

Nas seções anteriores foram identificadas ações hidrotermais ou metassomáticas em alguns litotipos. Dunitos, piroxenitos e flogopititos foram sistematicamente afetados pela ação de carbonatitos que carregam fluidos metassomatizantes transformando a olivina, o piroxênio e flogopita em tetra-ferriflogopita e, ainda, promovendo a carbonatização de vários silicatos. Carbonatitos e foscoritos sofreram alterações metassomáticas dissolvendo apatita, lixiviando magnetita e depositando monazita, barita e pirita.

Estimativas seguras do conteúdo e composição de voláteis em magmas carbonatíticos são raras na literatura, dada a dificuldade de quantificar a perda de elementos químicos para as encaixantes durante eventos de fenitização. Uma avaliação

preliminar (Junqueira-Brod *et al.*, em preparação), com base em composição modal, química mineral e litogeoquímica (Brod, 1999), sugere que os magmas mais primitivos (flogopita-picritos) encontrados nos complexos carbonatíticos do Alto Paranaíba possuíam teores médios aproximados de 10-12 % CO₂, 1 a 2 % de H₂O e 0,1 a 0,2 % de F, em peso, e teores de Cl provavelmente de pouca importância. Estimativas de Bühn e Rankin (1999) do conteúdo de voláteis em um magma/fluido carbonatítico tardio, com base em estudos detalhados de inclusões fluidas aprisionadas nas encaixantes do complexo de Kalkfeld, Namíbia, forneceram valores de aproximadamente 20% H₂O, 20% CO₂, 0,5 a 1,2% F e até 5 a 6% Cl em peso. Assim, pode-se imaginar que os magmas responsáveis pela formação e preenchimento dos *pipes* e diques da região da Lagoa Seca possuíam conteúdo de voláteis semelhantes ao intervalo indicado pelos trabalhos acima, muito provavelmente tendendo mais para um magma muito rico em voláteis.

O Minério Carbonatítico

Os estudos realizados pelo presente autor confirmam as observações de Neumann (1999) e Toledo (1999), que sugerem processos carbo-hidrotermais para explicar a origem da monazita no Minério Carbonatítico do Córrego do Garimpo e ampliam seus efeitos para além das mineralizações monazíticas. Os principais indícios do carbo-hidrotermalismo que afetou essas rochas são:

- ✓ A elevada porosidade, verificada em amostras de rocha fresca tomadas entre 250 e 350 metros, abaixo do limite de rocha fresca–intemperismo situado no nível 100 metros;
- ✓ A extensa carbonatização observada em rocha fresca atingindo tanto rochas carbonatíticas como ultramáficas. Esta carbonatização criptocristalina recristalizou carbonatos anteriores e alterou e/ou substituiu minerais silicáticos como flogopitas;
- ✓ A monazita, assim como os carbonatos, também substituiu apatita e carbonato anteriores;
- ✓ Uma associação de pirita e barita ocorre por toda rocha formando pseudoformas de minerais primários.

Portanto, esta rocha de composição fortemente magnésiana não é um carbonatito comum, derivado da cristalização direta de um magma, mas sim um produto da

carbonatização de uma rocha magmática preexistente, de filiação provavelmente silicática e/ou carbonatítica.

Outras características deste minério são:

- ✓ Teor médio em ETR situado em 4.83% para um teor de corte de 2% e 7.68% para um teor de corte de 5%;
- ✓ Os recursos totais (medido + indicado + inferido) deste minério representa cerca de 20.22 % do depósito total de ETR;
- ✓ Monazita criptocristalina associada a carbonatos magnesianos;
- ✓ Baixo teor de ferro;
- ✓ Baixo teor de alumínio;
- ✓ Profundidade abaixo dos 100 metros.

O Minério Nelsonito Saprolítico

À semelhança do Minério Carbonatítico, o Minério Nelsonítico da Lagoa Seca Norte também sofreu alteração por fluidos carbo-hidrotermais. Os indícios da ação hidrotermal neste minério são:

- ✓ Veios e diques preenchidos por brecha contendo monazita que invadem rochas da série foscorítica C1 formando texturas típicas de transformação hidrotermal evidenciados por:
 - Branqueamento da rocha pela lixiviação do ferro;
 - Treliza de lamelas de ex-solução de ilmenita pela lixiviação da magnetita.
- ✓ Enriquecimento em apatita, monazita e barita na região afetada pelas soluções carbo-hidrotermais.

Outras características deste minério são:

- ✓ Teor médio em ETR próximo de 8 % para um teor de corte de ETR em 2%.
- ✓ Os recursos totais (medido + indicado + inferido) deste minério representa cerca de 34.29 % do depósito total de ETR;
- ✓ A monazita é criptocristalina e está associada a carbonatos, apatita e ilmenita;
- ✓ Baixo teor de ferro;
- ✓ Baixo teor de alumínio;
- ✓ Profundidade entre 0 e 30 metros;
- ✓ Disposto em camadas horizontais de até 3 metros de espessura.

O Minério Saprolito do Córrego do Garimpo.

A origem deste minério está relacionada ao intemperismo de rochas flogopitíticas e bebedouríticas cortadas por finos diques carbonatíticos e intensa venulação de monazita e barita. A presença de alumínio na rocha flogopitítica favoreceu a formação de gorceicita (P, Al e Ba) dando origem a um minério rico em monazita herdada dos veios e gorceixita herdada da alteração da apatita. Na Figura 18, foi mostrado que a monazita e a gorceixita são fases minerais integrantes do Minério Saprolítico. Os estudos com base em dados químicos e evidências de campo mostraram que o Minério Saprolítico nada mais é do que o produto da mistura de dois litotipos: Carbonatito magnésítico e Flogopititos/Bebedouritos.

Outras características deste minério são:

- ✓ O teor médio em ETR é próximo de 5% para um teor de corte de 2% e 7.5 % para um teor de corte de 5%;
- ✓ Os recursos totais (medido + indicado + inferido) mostram que este minério representa cerca de 69.29% do depósito total de ETR;
- ✓ A monazita é criptocristalina e está associada a argilas e laterita;
- ✓ Alto teor de ferro;
- ✓ Alto teor de alumínio;
- ✓ Profundidade entre 0 e 100 metros.

Minério silicoso do Córrego do Garimpo

Este tipo de minério foi considerado por muito tempo como a única mineralização de ETR no Complexo Carbonatítico Catalão I. A razão disto se deve aos inúmeros afloramentos de silcretos que ocorrem no vale do Córrego do Garimpo e por isto a única fonte de informação. Depois das pesquisas na área foi mostrado que sua ocorrência está subordinada ao manto de intemperismo e do ponto de vista espacial, poderia ser juntado ao Minério Saprolítico. O motivo da atual separação em dois minérios foram os ensaios de beneficiamento para concentração dos ETR desenvolvidos no final da década de 90 que mostrou a existência de rotas diferentes para o minério friável (Minério Saprolítico) e do minério compacto (Minério Silicoso).

As evidências de campo também revelaram que o Minério Saprolítico é derivado do intemperismo de flogopititos e bebedouritos enquanto que o Minério Silicoso, é derivado do intemperismo de carbonatitos magnésíticos ou Minério

Carbonatítico por processos de intensa silicificação na porosidade gerada pela lixiviação dos carbonatos pela passagem de fluidos hidrotermais.

Na Figura V.6, é apresentada uma seção típica do manto de intemperismo (100 metros) e da rocha fresca (250 metros) construída a partir de vários furos de sonda. Nesta seção os furos de sonda mostram a presença de silcretes somente no manto de intemperismo. Em nenhum furo utilizado na montagem desta seção foi observado a presença de silcretes em rocha fresca. Morteani & Preinfalk (1996) sugerem que os silcretes do Córrego do Garimpo são produtos do intemperismo formados em diferentes níveis por sucessivas mudanças do lençol freático, lixiviação e deposição da sílica, portanto um processo intempérico. Já Neumann (1999), Toledo (2000) e Pereira (1995) sugerem uma origem hidrotermal para estas rochas. Entretanto, nos furos de sonda realizados na área do Córrego do Garimpo, é possível verificar a zona de transição entre a rocha fresca carbonatítica e base do manto de intemperismo com silcretes. Nesta zona de transição entre as duas rochas os carbonatitos entre 200 e 100 metros apresentam-se porosos e, próximo dos 100 metros, na passagem para o manto de intemperismo, estão parcialmente silicificados na zona porosa. Observou-se também, a existência de fases comuns entre as duas unidades litológicas: a monazita na forma de bolsões e pirita associada formando uma textura típica comum às duas rochas. Portanto, a ausência de lacuna entre as duas rochas permite afirmar que os silcretes são o produto do intemperismo dos carbonatitos magnésíticos no Córrego do Garimpo e não necessariamente ligados as oscilações do lençol freático como sugerem Morteani & Preinfalk (1996): sem nenhuma relação com os carbonatitos e tampouco derivados de processos hidrotermais.

As principais características deste minério são:

- ✓ Teor médio em ETR próximo de 5.51 % para teor de corte de 2% de ETR, ou 10,5% para um teor de corte em 5% de ETR;
- ✓ Os recursos totais (medido + indicado + inferido) deste minério representa cerca de 10.49 % do depósito total de ETR;
- ✓ A monazita é criptocristalina e está associada a quartzo;
- ✓ Médio teor de ferro;
- ✓ Baixo teor de alumínio;
- ✓ Profundidade entre 0 e 100 metros.

Tratamento dos dados químicos para caracterização dos minérios

A avaliação e caracterização dos depósitos de ETR do Córrego do Garimpo e Lagoa Seca Norte foi realizada utilizando-se dos dados gerados por furos de sonda na área abrangida pelo depósito. O trabalho consistiu de um tratamento estatístico e geoestatístico dos dados químicos disponíveis, gerados pelo autor e por outros pesquisadores (Pereira, 1995; Toledo, 1999 e Tassinari, 2000) utilizando-se numa primeira etapa de técnicas simples como tabela de frequência dos dados, histogramas, estatística descritiva e análise da normalidade dos dados. Numa segunda etapa foram aplicadas técnicas mais sofisticadas com a geoestatística para uma análise espacial dos teores.

Os resultados da análise estatística simples para os teores totais de ETR foram avaliados de modo global e por nível de intemperismo. Em ambos os casos foram analisados como os dados se distribuem e se os mesmos apresentam uma distribuição gaussiana ou lognormal.

Os resultados mostraram que os teores de ETR apresentam uma distribuição lognormal com indicações de mais de uma população.

Com relação aos tipos de minério (silicoso, carbonatito e saprolitos) os testes de normalidade sobre as análises químicas da monazita mostraram também a presença de múltiplas populações que sugerem a existência de mais de um tipo deste mineral.

Observou-se que o comportamento do Ce é uniforme ao longo de todos os tipos estudados, mas que o La e Nd variam conforme a tipologia. Isto indica a presença de pelo menos três populações de monazita e pode significar que este mineral, pelo menos do ponto de vista estatístico, situa-se em contextos geológicos diferentes ou possuem gêneses diferentes. Uma das possibilidades aventadas para explicar as diferentes populações tem origem nas rochas que comportam a mineralização, tais como os carbonatitos, foscoritos e flogopititos. Estas rochas são portadoras naturais de elementos de ETR, como inclusões em apatitas nos foscoritos, perovskita nos flogopititos e a calcita dos carbonatitos. Deste modo, as soluções carbo-hidrotermais que atingiram estas rochas teriam incorporado novos elementos de ETR aos já existentes na rocha hospedeira para formação da monazita. A monazita neoformada por processos hidrotermais teria sido formada por elementos de ETR de origens diversas e por isto poderiam apresentar composições diferentes. Um caso que merece atenção é a monazita dos silcretos: se esta rocha é produto do intemperismo sobre os carbonatitos e se o comportamento esperado dos elementos de ETR durante o intemperismo é manter as

características da fonte, então algum fenômeno ocorreu durante o processo de alteração intemperica que modificou as características da monazita.

Se for verdade, conforme já demonstrado por evidências de campo e petrográficas, que a monazita dos silcretos deveria ser a mesma dos carbonatitos, então a explicação mais plausível para este fenômeno é que durante o intemperismo a monazita dos carbonatitos foi recristalizada na mesma posição após a transformação de carbonatitos em silcretos. Apesar disto, com relação a um possível efeito do intemperismo no fracionamento destes elementos, Morteani & Preinfalk (1996) que estudaram o comportamento dos ETR em Catalão, especificamente na região do Córrego do Garimpo, concluíram pelo não fracionamento dos ETR no perfil de intemperismo, e ainda, concluíram que esses elementos daquela região espelham o mesmo comportamento das rochas alcalinas subjacentes. Entretanto, as evidências apresentadas neste trabalho apontam para um fracionamento das terras raras na formação dos silcretos derivados dos carbonatitos magnésíticos.

Análise espacial dos teores de ETR

A análise da distribuição espacial dos teores de ETR revelou por meio da construção de variogramas multidirecionais uma importante anisotropia no azimute 80°. Esta atitude é compatível com as observações de campo onde foram revelados que os diques constituídos de silcretos e carbonatitos magnésíticos estão todos posicionados aproximadamente leste-oeste com mergulho para norte. Esta nova direção, diferente daquela dos foscoritos revelada no estudo do depósito de apatita (Ribeiro, 2007) em torno do azimute 125°, mostra a existência de um padrão estrutural diferente associado aos últimos eventos magmáticos e hidrotermais ocorridos no complexo.

5.8 Conclusões

1. Evidências de campo, petrografia, análises estatísticas e estudos anteriores de Neumann (1999) e Toledo (1999) mostram que a gênese da mineralização de monazita é carbo-hidrotermal impostas sobre três diferentes suítes de rochas magmáticas.
2. Foram caracterizados quatro tipos de minério associados aos três tipos litológicos de mineralização de monazita:
 - Mineralização associada a processos carbo-hidrotermais sobre rochas da Série Bebedourítica;
 - Mineralização associadas a processos carbo-hidrotermais sobre rochas da Série Foscorítica;
 - Mineralização associadas a processos carbo-hidrotermais sobre rochas da Série Carbonatítica
3. Os quatro tipos de minério resultantes foram:
 - a. Minério Saprolítico: resultante do intemperismo de flogopitito entremeado por veios de monazita.
 - b. Minério Nelsonítico: resultante da associação de fluidos carbo-hidrotermais com rochas da Série Foscorítica. Constituem camadas da monazitito e veios de monazita com nelsonitos.
 - c. Minério Carbonatítico: resultante da transformação carbo-hidrotermal sobre dolomita carbonatitos resultando em uma nova rocha denominada de dolomita carbonatitos magnésíticos com monazita na forma de aglomerados.
 - d. Minério Silicoso: resultante do processo de intemperismo do minério carbonatítico por substituição do carbonato por sílica.
4. A estimativa dos recursos medidos, para um teor de corte $\geq 2\%$ de ETR foram:
 - Minério Saprolítico: 54.506.757 toneladas;
 - Minério Nelsonítico: 41.058.784 toneladas;
 - Minério Carbonatítico: 15.903.072 toneladas;
 - Minério Silicoso: 8.254.383 toneladas ;
 - Total dos recursos estimados: 119×10^6 t a um teor médio de 5.5% de ETR.

5. A análise estatística e padrões de terras raras confirmou a presença de três populações interpretadas como tipos de mineralização associadas a litotipos diferentes.

CAPITULO VI

Depósito de Titânio

Características do depósito

Recursos

Economia Mineral

Tipologia

Tratamento dos dados

Química Mineral

Gênese

Discussão

Conclusões

6 O Depósito de Titânio

6.1 Características gerais do depósito

A perovskita (sensu strito) CaTiO_3 foi inicialmente descrito por Rose (1839) de rochas metamórficas calcosilicáticas de contato ocorrendo nos Montes Urais na Rússia. O nome veio em homenagem a um ministro russo da Corte Imperial Count L.A. Perovskii (1792-1856). Sua estrutura é expressa pela fórmula ideal ABX_3 onde A e B representam os cátions e os ânions. Em perovskitas naturais os ânions são oxigênio e a fórmula pode ser reescrita como ABO_3 . Os cátions A podem ser Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , ETR^{3+} , Pb^{2+} e Ba^{2+} . Os cátions B podem ser: Ti^{4+} , Nb^{5+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ta^{5+} e Zr^{4+} .

Náray-Szabó (1943) descreve o mineral como monoclinico com $a=b=c=7,62^{\text{a}}$, $\text{Beta}=90$ grupo espacial $\text{P2}_1/\text{m}$. Atualmente CaTiO_3 é comumente descrito em termos de Pbnm do grupo espacial 62 e considerado possuir a estrutura GdFeO_3 seguindo os trabalhos de SasaKi et al. (1987).

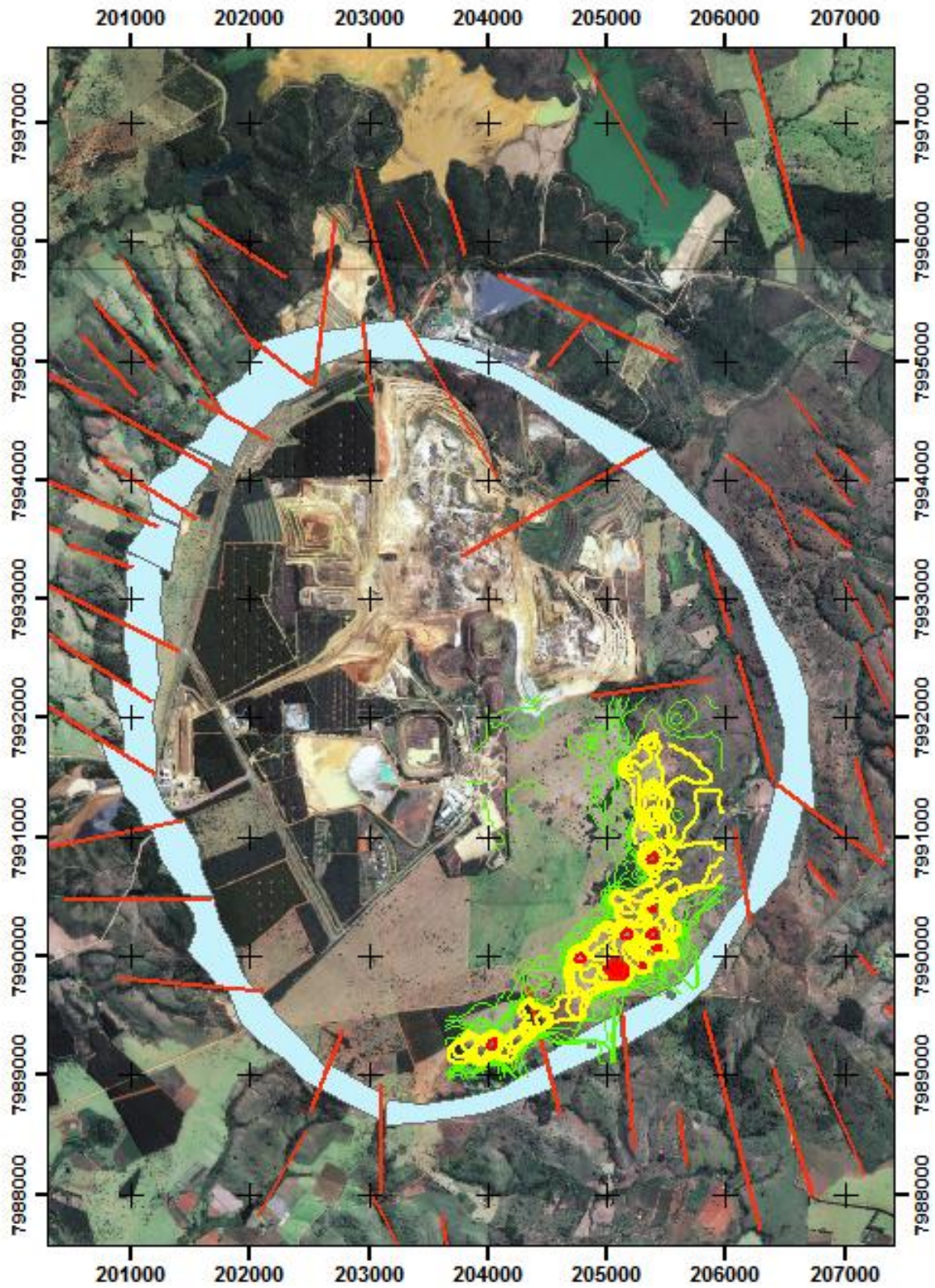
Minerais do grupo da perovskita são tipicamente encontrados em uma ampla variedade de rochas subsaturadas em sílica e carbonatitos. Perovskita ocorre como uma fase acessória (<1-5%) em muitos kimberlitos e rochas extrusivas subsaturadas em sílica tais como melilitos, nefenilitos, katungitos e uganditos. Tipicamente, a perovskita é encontrada em associação com magnetita, diopsídio, clinopiroxênio, forsterita, flogopita e melilita em concentrações variando de 10 a 70% do volume, embora às vezes, rochas cumuláticas contendo >90% do volume de perovskita possa ser encontrada. Como exemplo, olivina-perovskitito da Formação Mata da Corda (Leonardos *et al.*, 1991), melanita perovskitito do complexo de Gardiner na Groelandia (Campbell *et al.*, 1997) e Catalão I mostrado neste trabalho no capítulo II.

O anatásio é um óxido de titânio (TiO_2) derivado da perovskita por ações hidrotermais e/ou intempéricas. Apresenta estrutura cristalina tetragonal e classe bipiramidal ditetragonal, e seu hábito pode ser octaédrico, tabular ou prismático. A rigor a mineralização de titânio no Complexo Carbonatítico Catalão I é derivada não somente do anatásio, mas também das titanomagnetita e ilmenita presentes nas rochas bebedouríticas que deram origem ao manto intempérico mineralizado. Valarelli (1971) chamou de leucoxênio ao conjunto destes minerais intemperizados onde o anatásio é o principal constituinte. Segundo aquele autor "leucoxênio são agregados terrosos de cor

amarela intensa, produto da alteração da perovskita, ilmenita, ilmeno-hematita, ou titanomagnetita”.

A mineralização de anatásio encontra-se associada às rochas da série bebedourítica localizadas no quadrante sudeste do Complexo Carbonatítico Catalão I (Figura VI.1). No entanto, a parte com potencial econômico desta mineralização, denominada de recursos, limita-se à parte superior do manto de intemperismo (na interface entre base do Saprolito Aloterítico e topo do Saprolito Isalterítico), onde ocorrem concentrações residuais de anatásio com teores variando de 10 a 30% de TiO_2 . O depósito apresenta dimensões de 4,5 km por 1,0 km acompanhando a curvatura da borda sudeste do complexo. A espessura do minério varia de 2 m a 106 m com uma média de 43,36 m e um coeficiente de variação de 58%, o que resulta na existência de uma variação considerável da espessura do depósito. A espessura foi determinada por meio de sondagens, e suas variações são controladas pela topografia, onde as partes mais espessas situam nas zonas menos erodidas do complexo.

A parte leste do depósito, mais uma pequena parte ao sul, pertence à empresa Fosfertil, enquanto que a maioria da porção sul é de propriedade da Metais de Goiás SA. A região situada na borda oeste do domo não apresenta teores de TiO_2 que indiquem extensão do corpo mineralizado naquela direção.



- $TiO_2 > 10\% < 20\%$
- $TiO_2 > 20\% < 30\%$
- $TiO_2 > 30\%$

Figura VI.1 Localização do depósito de TiO_2 , sobre imagem satélite (ikonos 2006), representado por curvas de isoteores médias do intervalo mineralizado.

6.2 Recursos

A quantificação do depósito foi obtida por modelamento geológico com o programa Datamine, a partir da construção de seções geológicas verticais que serviram para definir o envelope que contém a mineralização de TiO_2 acima do teor de corte de 10%. Os cálculos dos teores foram determinados por IQD (Inverso do Quadrado da Distância) sem controle variográfico para determinação do raio de busca, pois o espaçamento da malha de sondagens utilizada na pesquisa não foi suficiente para construção de bons variogramas. Os resultados apresentados se referem ao somatório das concessões da Fosfertil e Metais de Goiás. O depósito de anatásio no Complexo Carbonatítico de Catalão I, assim como aqueles dos complexos de Tapira, Salitre e Serra Negra, todos inseridos na Província Ígnea do Alto Paranaíba, estão classificados como recursos e não como reservas em função da não viabilidade econômica com os atuais processos de concentração. A classificação dos recursos segue as recomendações de organismos internacionais que propõem um sistema de classificação para recursos e reservas baseado no grau de certeza e na viabilidade econômica da jazida. Entre alguns destes organismos pode-se citar o “*Australasian Code for Reporting of Identified Mineral Resources and Ore Reserves* (o código JORC) e o *US Society for Mining, Metallurgy, and Exploration (SME)*. Na Tabela VI.1 são apresentados os recursos totais (medidos + indicados + inferidos) de Catalão I e na Figura VI.2 são apresentados as curvas de parametrização destes recursos.

Teor de Corte	Teor Médio %	Tonelagem	
	<10%	29.193.034	Estéril
10	20,34	243.120.000	Minério
15	23,016	181.760.000	Minério
20	25,67	122.080.000	Minério
25	28,54	60.474.000	Minério
Relação estéril minério= 0,12		Tonelagem total (estéril + minério)= 272.313.000	

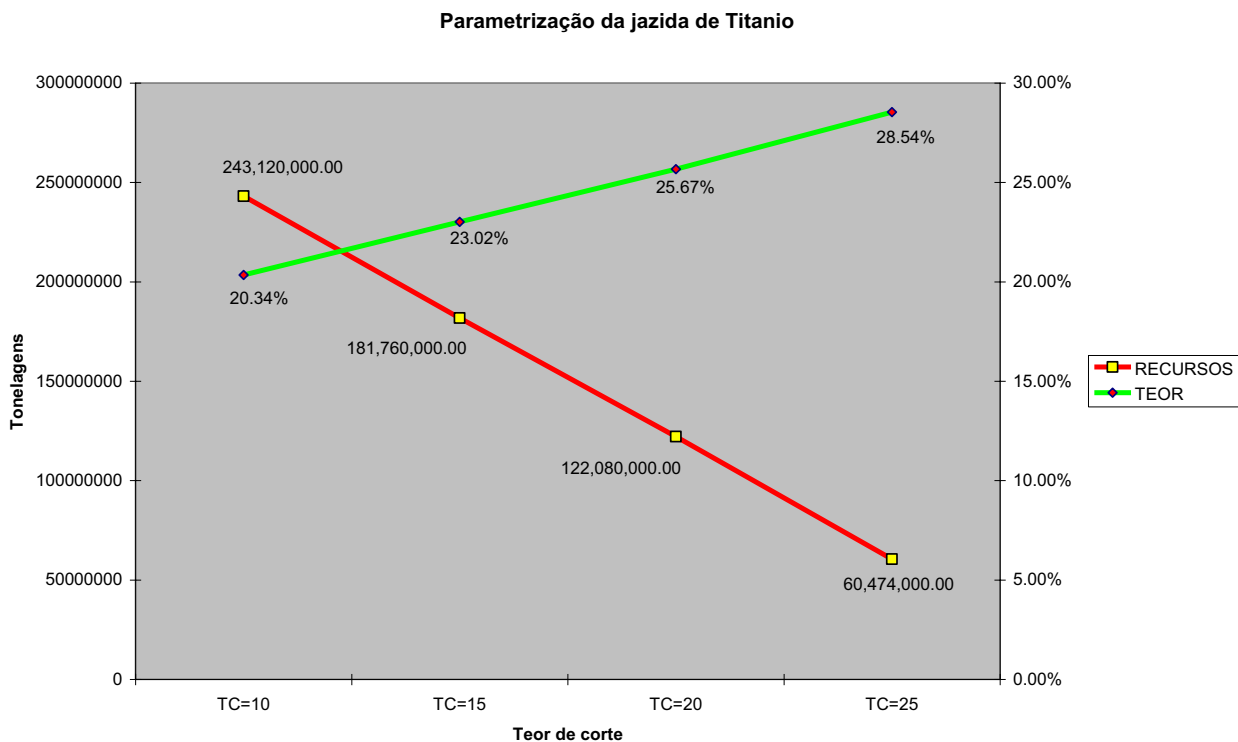


Figura VI.2. Curvas de parametrização estabelecendo as relações entre recursos (t), teores médios e teor de corte.

6.3 Economia mineral do TiO_2

O Titânio (TiO_2) é encontrado em sua maior parte na forma de óxido e os principais minerais são: ilmenita, perovskita, rutilo, brookita e anatásio. Um estudo elaborado por Maia (1999) mostrou que as reservas de ilmenita, estão concentradas na Noruega, Canadá, Índia, Austrália e África do Sul, e que juntos detêm 53,9%; que o rutilo encontra-se principalmente na Austrália e Itália, que juntos somam 59,8%; e que o Brasil é detentor das maiores reservas de titânio na forma de anatásio, concentrados em Tapira e Salitre - Minas Gerais e Catalão - Goiás. A Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) é detentora dos maiores recursos de anatásio em Tapira e Salitre, que somam mais do que 1.300×10^6 toneladas com teor de corte em 15% de TiO_2 . A produção brasileira de minério de titânio, segundo Maia (1999), apresenta-se em declínio para ilmenita e ascendente para o rutilo. A CVRD tem produzido em Tapira, em consórcio de mineração com a Fosfertil, todo o anatásio que recobre a jazida de fosfato. Entretanto, toda produção de minério, cerca de 2.859.563t de minério de titânio (anatásio) com teor

de 14,7% de TiO_2 , foi destinada a estoque (Maia, 1999) por falta de um processo viável para concentração do anatásio.

No Brasil, próximo de 100% dos concentrados provenientes dos minérios de titânio (ilmenita e rutilo) são direcionados para a produção de pigmentos de dióxido de titânio (TiO_2) (Figura VI.3). Os consumidores da oferta de pigmentos de titânio no país são os setores de tintas e vernizes que consomem cerca de 70,0%, o de plásticos 20,0%, e os setores de celulose e outras aplicações 10,0%. Entretanto, no nível de mercado mundial uma pequena parte da produção de titânio é destinada para produção de titânio metálico (Figura VI.4), utilizado principalmente na indústria aeroespacial.

Atualmente duas empresas estão investindo no desenvolvimento de processo de concentração do anatásio no Brasil: a CVRD e Anglo American. A primeira com os minérios de Tapira e Salitre e a segunda com os minérios de Catalão.

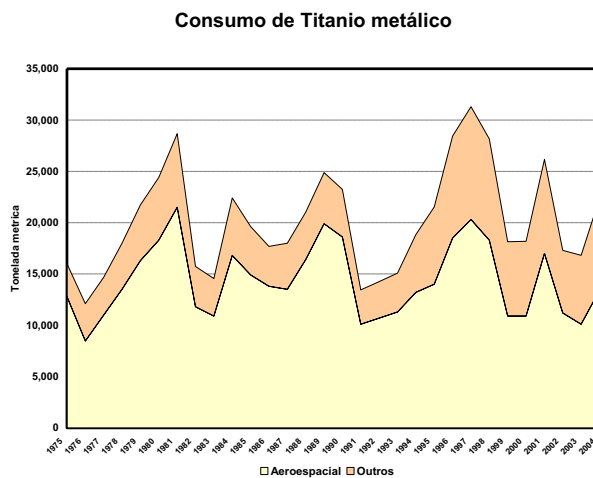
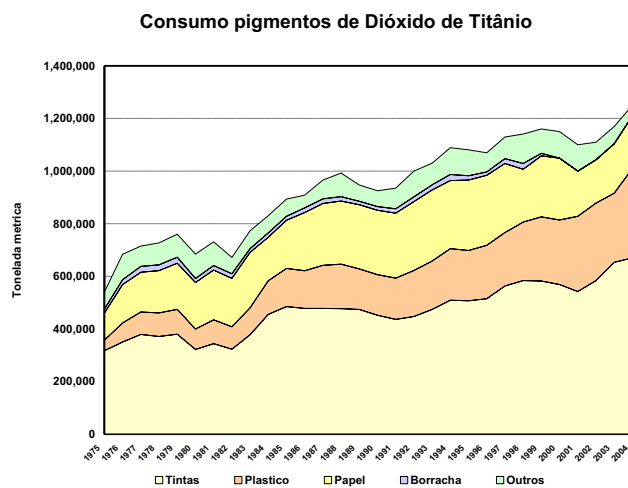


Figura VI.3 e VI.4. Evolução do consumo de TiO_2 publicados de 1975 a 2002 na área pigmentos e metais.

6.4 Tipologias

A mineralização de TiO_2 ocorre em quatro ambientes distintos (Figura VI.5):

1. Associada com apatita, quando os flogopititos e bebedouritos estão associados com foscoritos;
2. Associada com monazita, quando os flogopititos e bebedouritos estão associados com carbonatitos dolomíticos magnesíferos dos Córrego do Garimpo;
3. Associada com vermiculita, nas regiões onde somente o flogopitito é a rocha dominante;
4. Associado ao topo do perfil de intemperismo por concentração residual das três últimas associações;

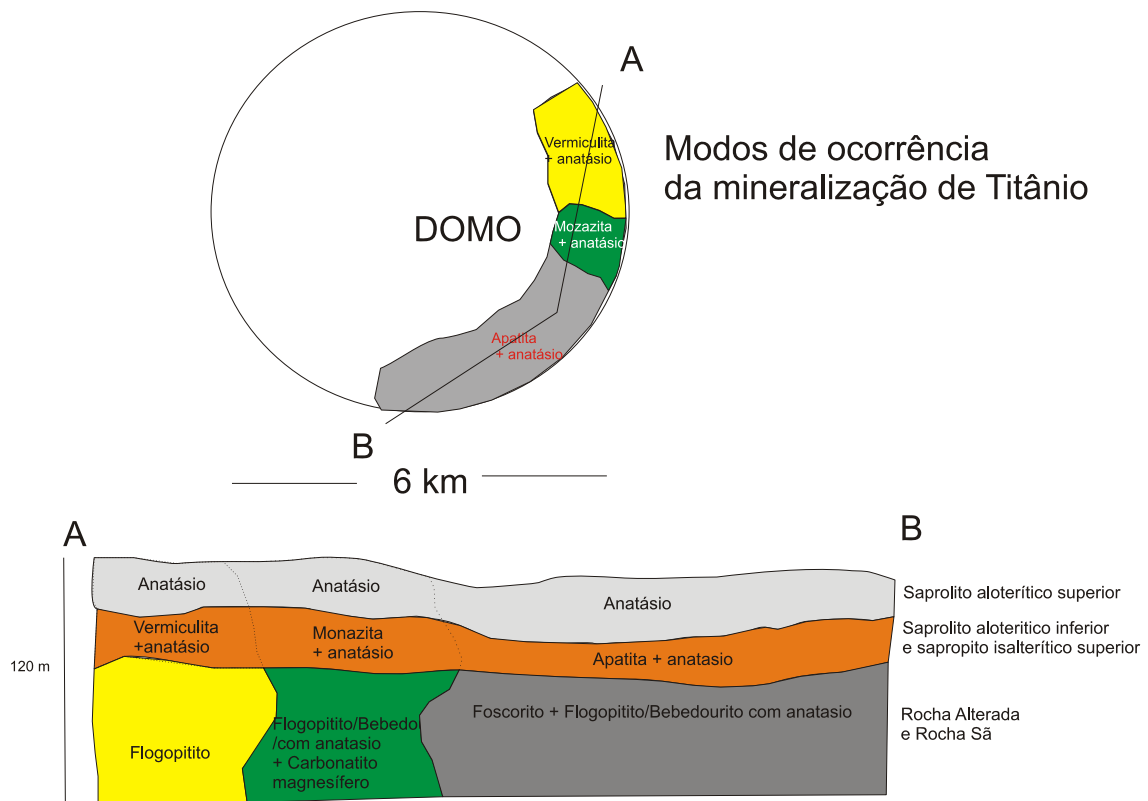


Figura VI.5. Localização em planta e perfil dos tipos de minério de anátasio presentes no complexo Catalão I.

Com base nestas associações, a mineralização de titânio apresenta características que irão refletir na recuperação de TiO_2 obtidas em por meio de ensaios

de laboratório de bancada. A Metais de Goiás realizou ensaios com estes minérios provenientes destas associações, em locais de recursos medidos, situados nas áreas do bloco 02 (Fosfertil) e 04 (Metais de Goiás) com o objetivo de determinar a recuperação e qualidade do concentrado de TiO_2 obtido. O critério de seleção dos testemunhos de sondagens para os testes foram os teores de P_2O_5 e TiO_2 e com base nos resultados obtidos definiram-se quatro tipos de minério: Tipo I, Tipo II, Tipo III e Tipo IV. O minério Tipo I é o que apresenta o melhor comportamento na flotação resultando em concentrado de melhor qualidade. O minério Tipo II apresenta como característica um comportamento regular na flotação e como sua posição no perfil de intemperismo situa-se na superfície, portanto muito intemperizado, são comumente associados com altos teores de ferro, porém desprovidos de perovskita e apatita. O minério Tipo III é o que apresenta o pior resultado na flotação. A presença de apatita e mica é a principal característica deste minério. O minério Tipo IV apresenta bom comportamento na flotação e sua principal característica é a presença de anátasio associado com perovskita. Com base nesta classificação por tipo tecnológico os recursos medidos na época nas áreas 2 e 4 são apresentados na Tabela VI.2.

Outra característica do depósito de titânio é a relação estabelecida por Carvalho (1974) com valores radiométricos (somatório dos canais de urânio, tório e potássio). Este autor observou a existência duma relação direta entre valores radiométricos medidos em cps tomados com cintilômetro marca Microlab modelo 346 a partir de seções espaçadas de 100 metros em 100 metros e uma altura constante de 0.5 metros. Os valores determinados para o background regional foram avaliados em 150-200 cps. Com os dados tomados nesta malha construiu-se um mapa com curvas de isotores variando de 100 a 1200 cps (Figura VI.6). Apesar do trabalho de Carvalho ter sido realizado somente na área 02 (Fosfertil), os dados mapeados (Figura VI.6) permitem, mesmo assim, estabelecer associações radiométricas entre as litologias e as diversas mineralizações do complexo carbonatítico. Observou-se que os maiores valores radiométricos (>800 cps) se associam com a mineralização de nióbio e titânio respectivamente (Figura VI.7). Uma explicação para esta associação pode ser embasada no fato do nióbio ser um elemento constituinte tanto do pirocloro como da perovskita e assim como os elementos de urânio e tório.

Tabela VI.2. Tonelagens de parte dos minérios classificados por tipo tecnológico x 10⁶ situados nas áreas 2 e 4, Fonte Relatório Interno Metais de Goiás SA.

TIPOS	AREA 2					AREA 4				
	Minério Tipo I	Minério Tipo II	Minério Tipo III	Minério Tipo IV	Minério Não Class (NC)	Minério Tipo I	Minério Tipo II	Minério Tipo III	Minério Tipo IV	Minério Não Classificado
RECURSOS	26,304	98,40	15,344	12,216	28,928	11,235	5,960	25,555	1,100	19,150
TIPOS	Minério Tipo I + Tipo II	Minério Tipo I + Tipo II	Minério Tipo III + Tipo IV	Minério Tipo III + Tipo IV	Minério Tipo III + Tipo IV + NC	Minério Tipo I + Tipo II	Minério Tipo I + Tipo II	Minério Tipo III + Tipo IV	Minério Tipo III + Tipo IV	Minério Tipo III + Tipo IV + NC
RECURSOS SUB TOTAIS	36,144	28,160	57,088	17,199	25,655	44,805				
RECURSOS TOTAIS	121,392					87.659				

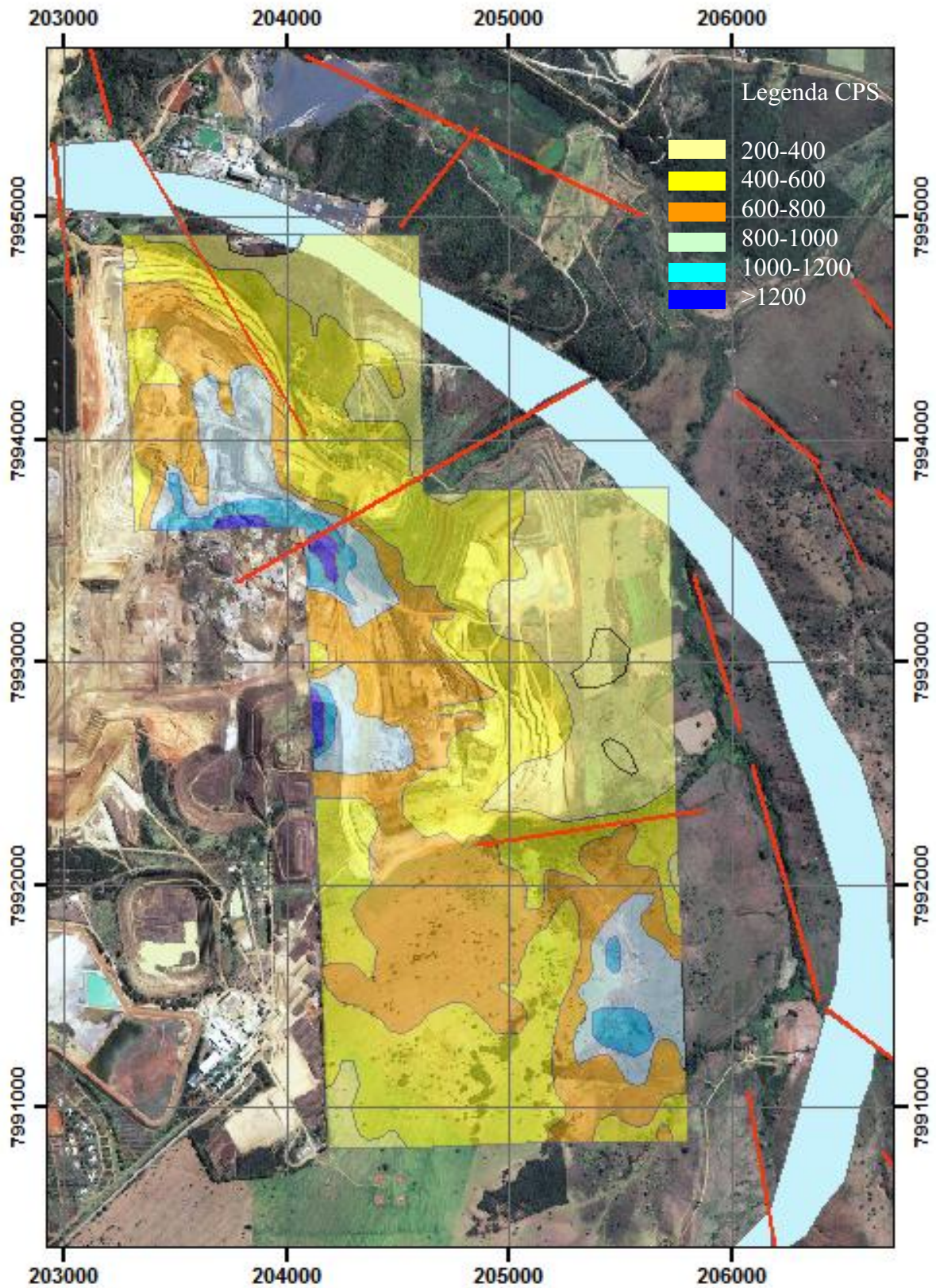


Figura VI.6. Mapa radiométrico total (canais de urânio + tório + potássio) aplicado sobre imagem satélite Ikonos 2007 no Complexo Carbonatítico Catalão I.

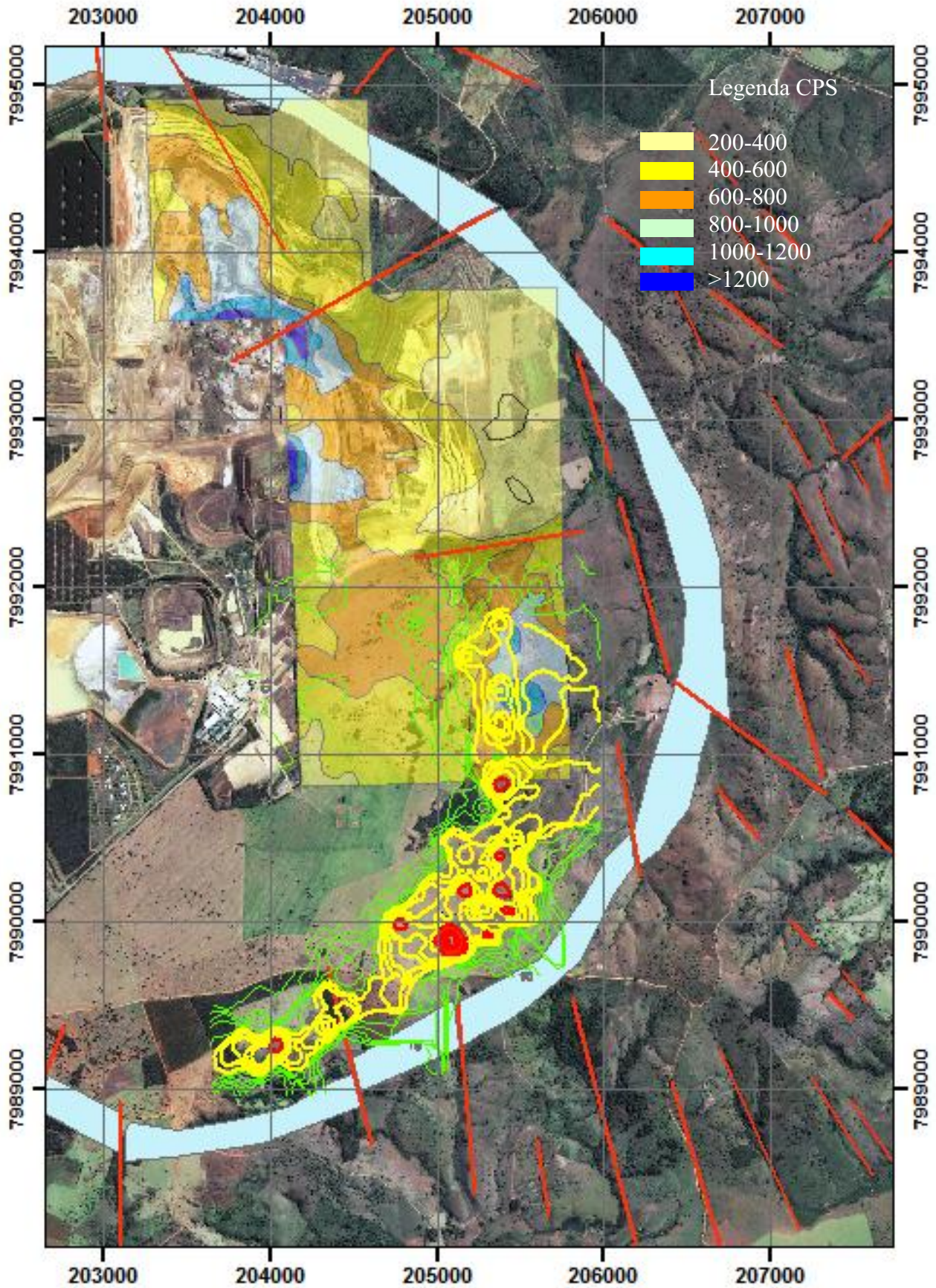


Figura VI.7. Associação entre parte da zona mineralizada em anátasio e o mapa radiométrico realizado por Carvalho (1974). Observa-se que os maiores valores radiométricos se associam com a mineralização de titânio e nióbio respectivamente.

6.5 Tratamento estatístico dos dados

Tratamento estatístico uni e bivariado

Neste item serão analisados os dados químicos de sondagens executados na região compreendida pela mineralização de anátasio. As análises foram determinadas por fluorescência de raio X para os elementos de TiO_2 , P_2O_5 , CeO_2 , Nb_2O_5 , CaO , YO_3 e La_2O_3 . Porém nem todas as amostras foram analisadas para todos esses elementos, por isto o numero de amostra pode variar durante a análise estatística.

A malha de sondagens encontra-se espaçada regularmente em 200 x 200 metros e por isto não são necessárias transformações de regularização. A Figura VI.8 é o mapa das sondagens desenvolvidas sobre a zona mineralizada em titânio.

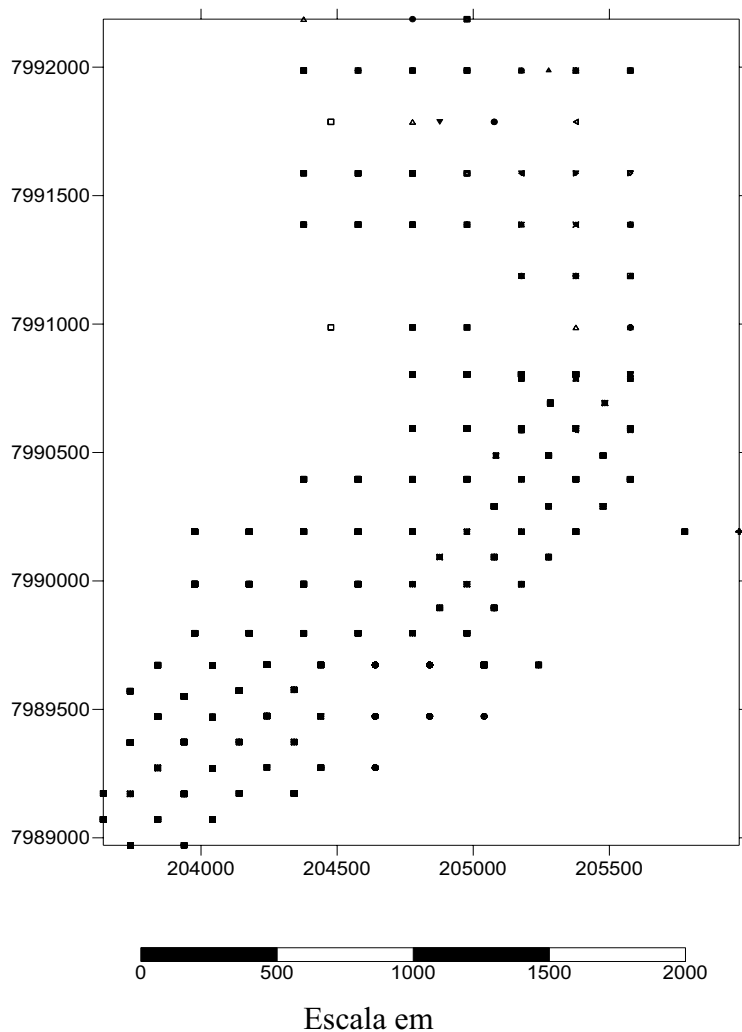


Figura VI.8 Mapa de localização dos furos de sonda para TiO_2 na zona mineralizada em anátasio.

Com o propósito de visualizar a distribuição dos dados espacialmente foram construídos mapas de isovalores para TiO_2 , P_2O_5 , Nb_2O_5 e ETR (Figuras VI.9, VI.10, VI.11 e VI.12 onde cada ponto representa a média de cada furo).

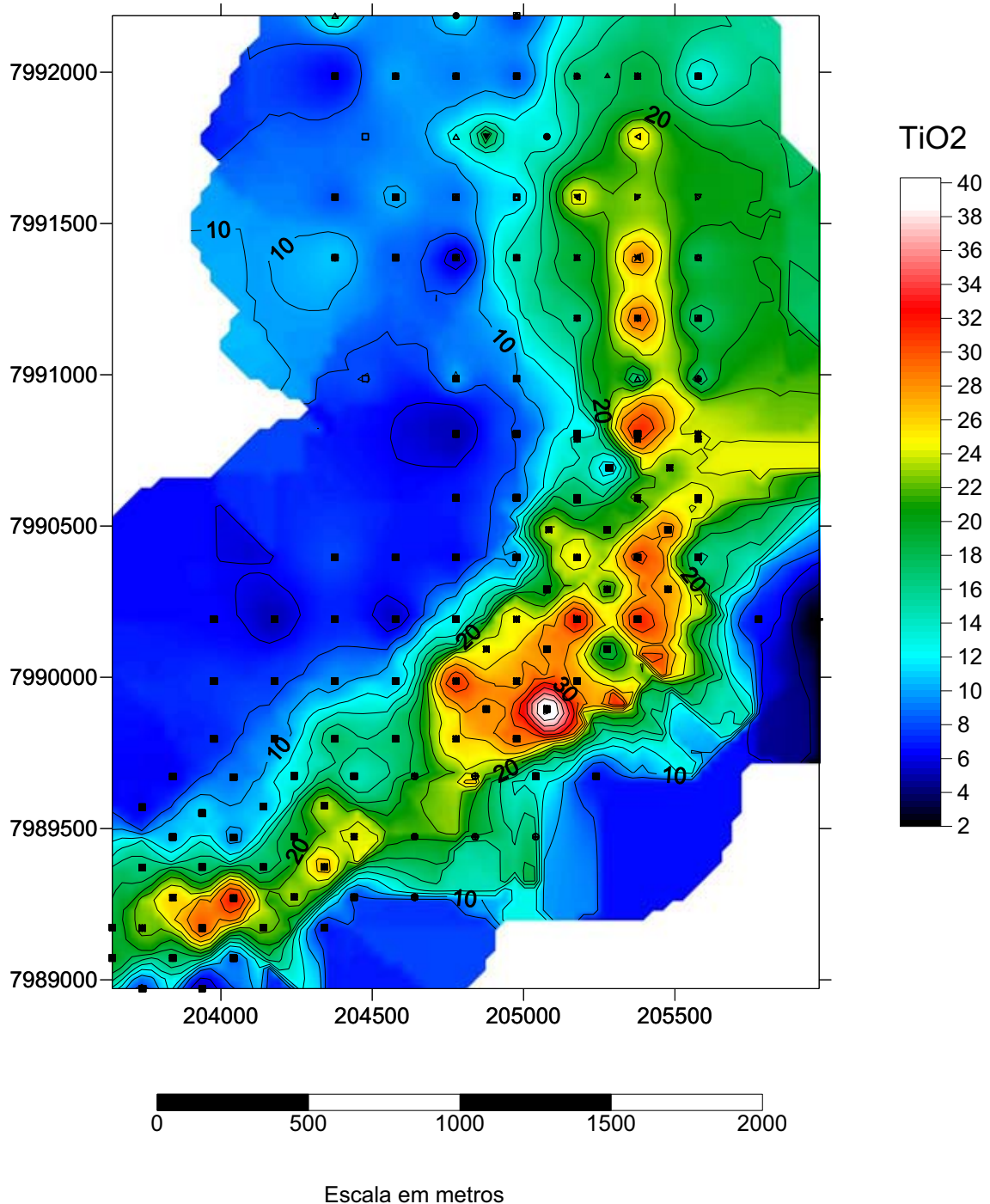


Figura VI.9. Mapa de isoteores de TiO_2 a partir da média dos valores de cada furo de sonda.

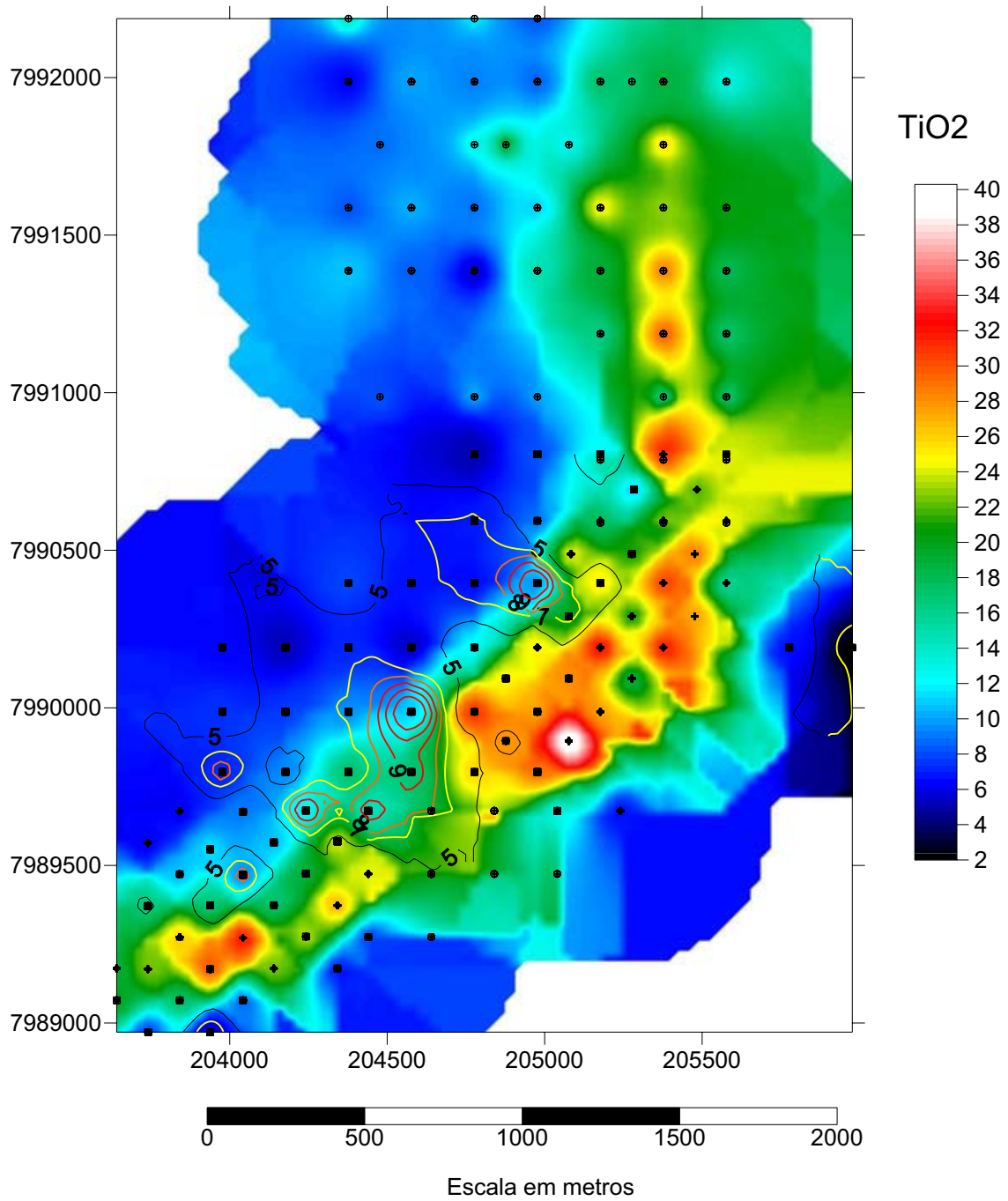


Figura VI.10. Mapa isoteores de TiO₂ e P₂O₅. Os teores de P₂O₅ estão representados por linhas com valores variando de 5 a 12%. Observa-se que os teores de P₂O₅ coincidem com as zonas de baixo valor de TiO₂

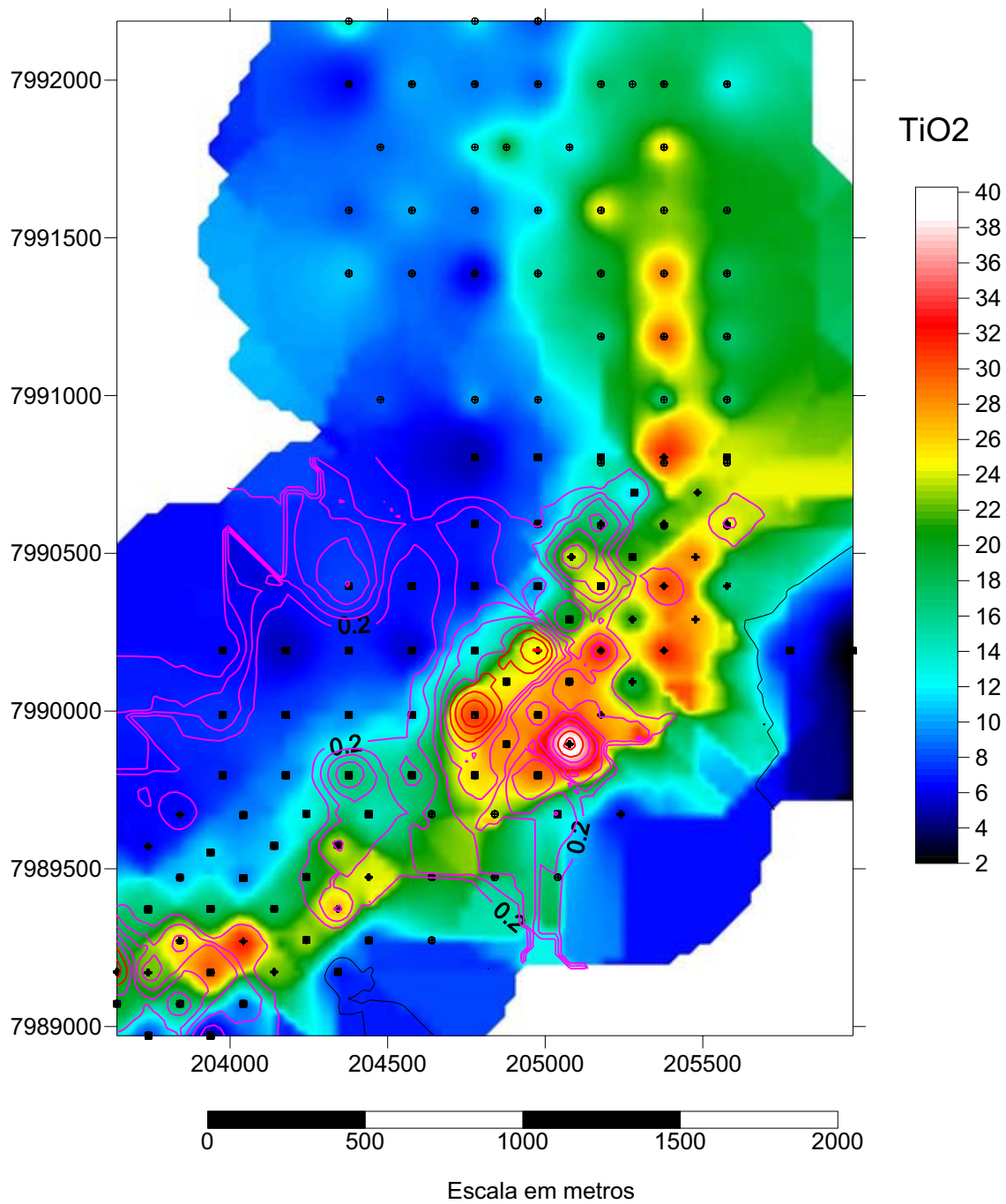


Figura VI.11. Mapa de isoteores de TiO_2 e Nb_2O_5 . Os valores de nióbio estão representados por linhas na cor lilás. Observa-se que existe parte do nióbio coincidente com os valores de TiO_2 (anátasio) e parte coincidente os jazimentos de pirocloro.

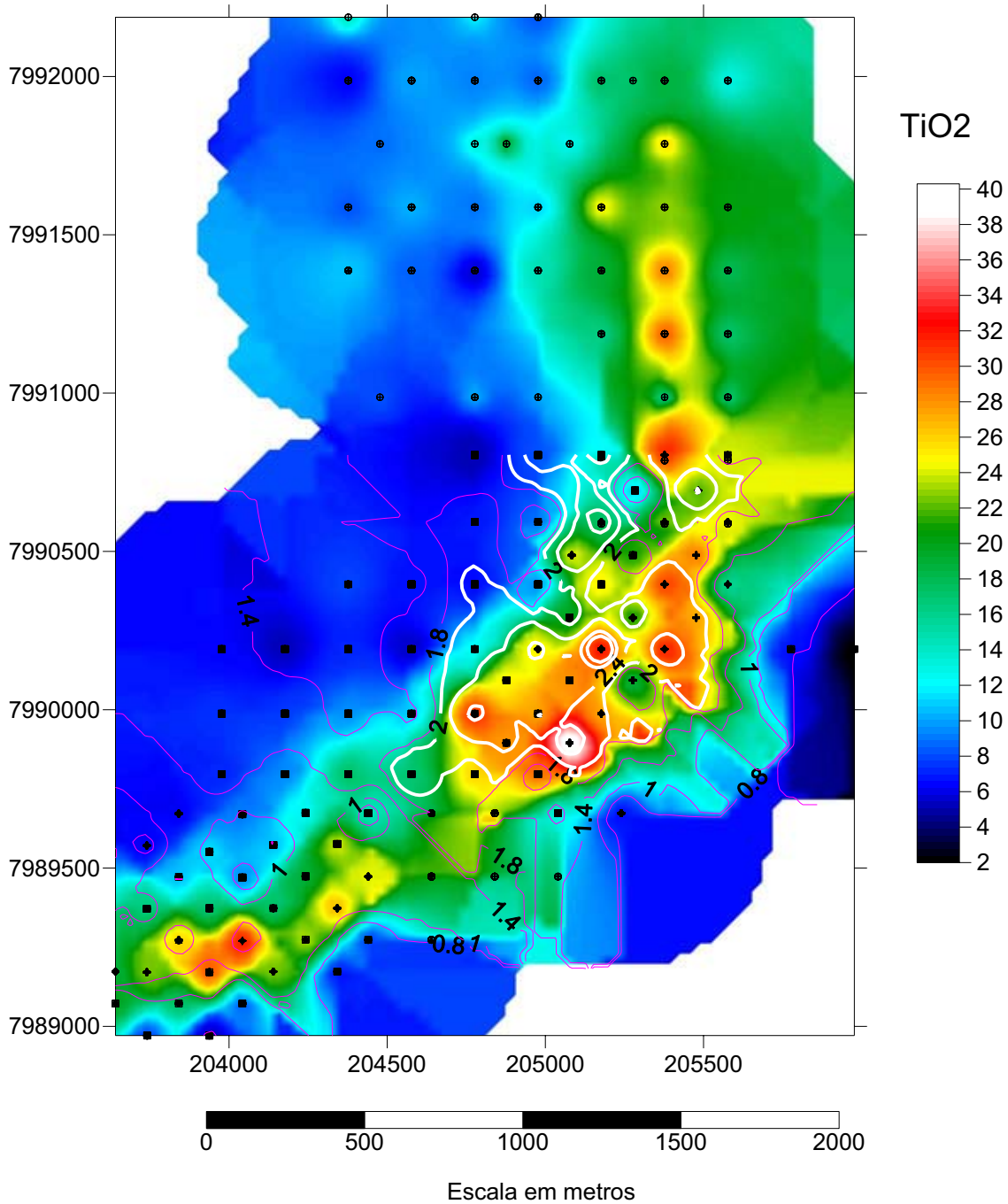


Figura VI.12. Mapa de isotores de TiO₂ e ETR (La₂O₃ + Ce₂O). Os valores de ETR estão representados por linhas na cor lilás e branca. Observa-se que existe coincidência dos maiores valores de ETR com os maiores valores de TiO₂.

A Tabela VI.3 apresenta o resultado da estatística simples dos dados químicos na zona mineralizada, a Tabela VI.4 a frequência acumulada dos dados distribuídos em classes de teor de TiO₂ a cada 5% . A partir dos resultados das Tabelas de frequência construiu-se histogramas de TiO₂ (Figura VI.13).

Tabela VI.3. Estatística descritiva do minério de titânio de Catalão I

	Número de amostras	Média	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
TiO₂	3048	15.56	0.320	50.80	9.92
P₂O₅	2875	4.20	0.110	22.30	4.01
Nb₂O₅	2869	0.20	0.010	1.25	0.10
La₂O₃	2315	0.46	0.010	3.38	0.32
CeO₂	2708	1.13	0.010	7.10	0.64
Y₂O₃	1574	0.04	0.000	1.50	0.06
CaO	1574	6.39	0.080	30.90	7.02

Tabela VI.4. Frequência acumulada dos dados de TiO₂

	Numero de amostra.	Acumulado	%	% acumulado
-2.48<x<=3.12	94	94.00	3.08	3.08
3.12<x<=8.73	892	986.00	29.27	32.35
8.73<x<=14.34	666	1652.00	21.85	54.20
14.34<x<=19.95	477	2129.00	15.65	69.85
19.95<x<=25.56	357	2486.00	11.71	81.56
25.56<x<=31.16	292	2778.00	9.58	91.14
31.16<x<=36.77	168	2946.00	5.51	96.65
36.77<x<=42.38	78	3024.00	2.56	99.21
42.38<x<=47.99	21	3045.00	0.69	99.90
47.99<x<=53.60	3	3048.00	0.10	100.00
Valores ausentes	0	3048.00	0.00	100.00

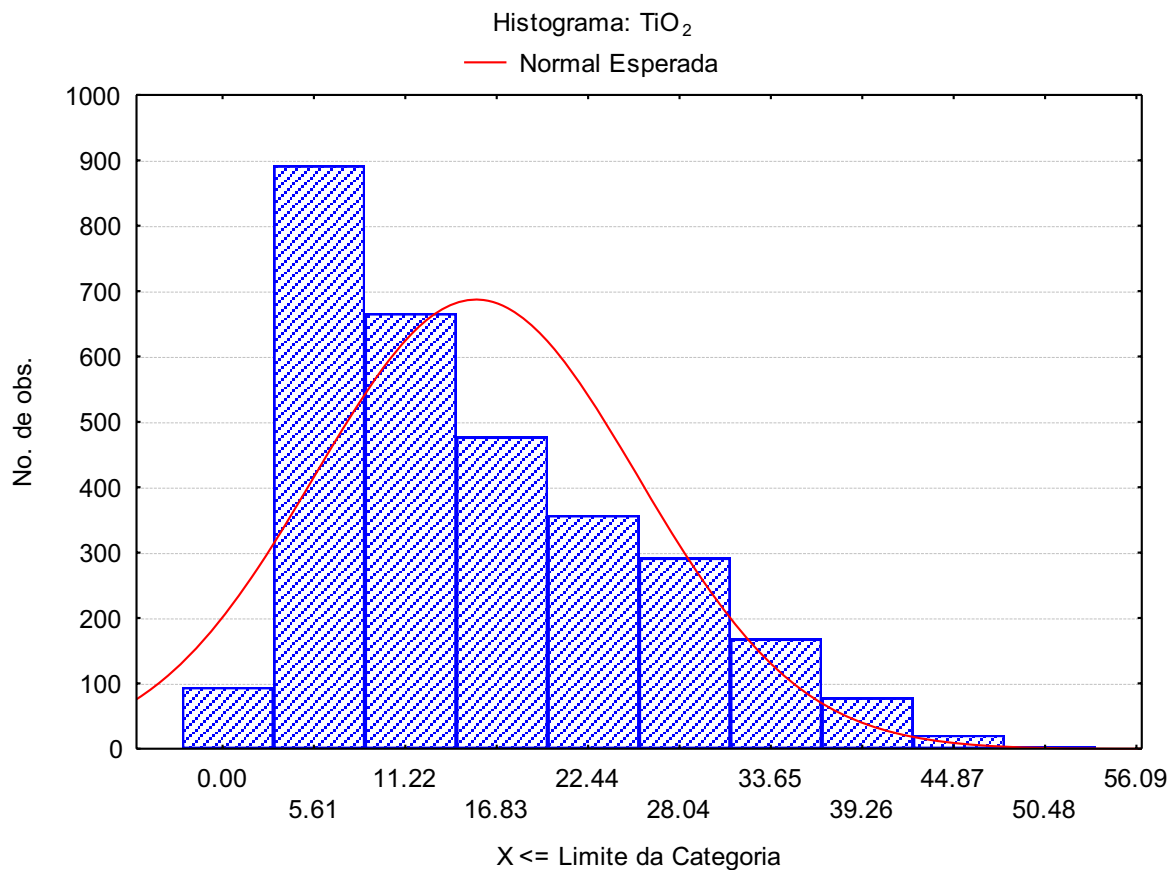


Figura VI.13. Histograma do TiO_2 para os dados de sondagens tomados na zona mineralizada em anátasio.

Para análise da normalidade (Gaussiana) da distribuição foram usados gráficos (Figura VI.14 e VI.15) de Normal-Probabilidade. Os resultados destas Figuras mostram que os dados apresentam uma distribuição lognormal para os valores de TiO_2 .

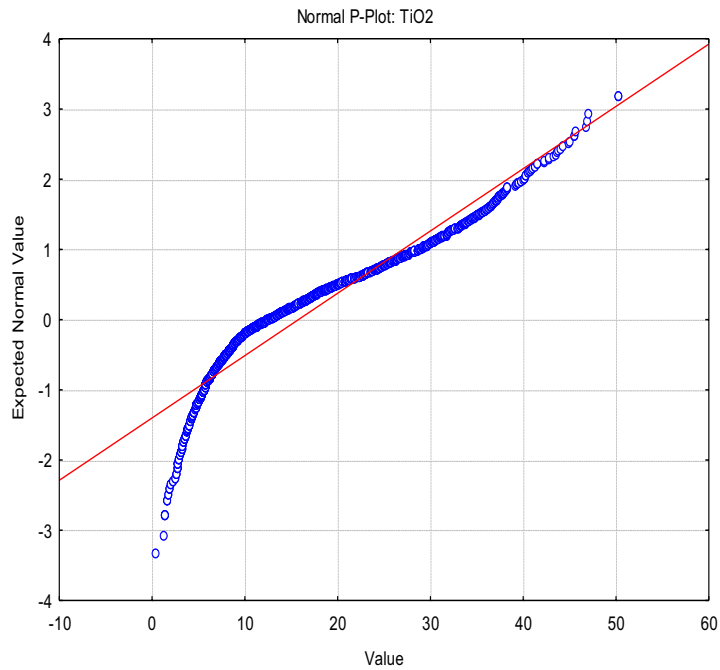


Figura VI.14. Teste da normalidade dos valores de TiO_2 . O gráfico mostra que a distribuição de TiO_2 não apresenta uma distribuição Gaussiana.

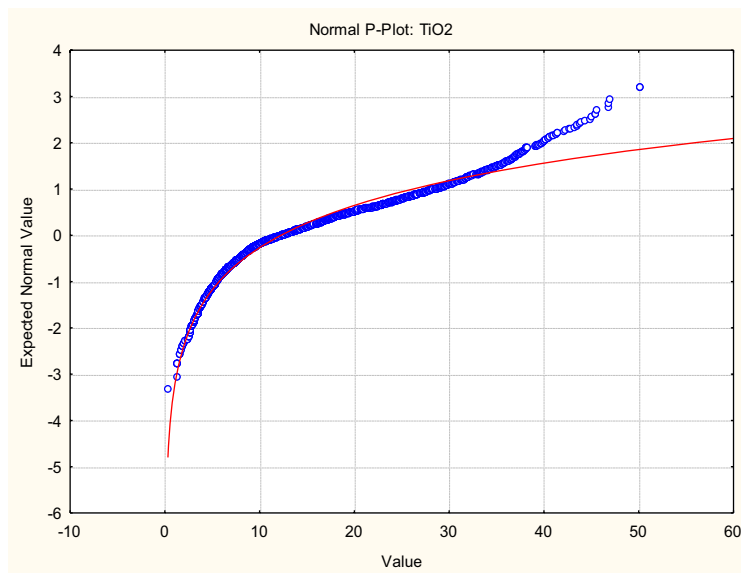


Figura VI.15. Teste lognormal para os dados de TiO_2 . O ajuste da curva linear da Figura VI.14 para uma curva logarítmica mostra que a distribuição dos dados de TiO_2 é lognormal.

Tratamento estatístico multivariado

Para analisar as relações entre as variáveis químicas que compõem a zona mineralizada em titânio foi utilizada a técnica de Análise de Componentes Principais entre os elementos TiO_2 , P_2O_5 , Nb_2O_5 e ETR.

Os resultados apresentados são expressos por meio da Tabela VI.5 e da Figura VI.16.

	Fator 1
TiO₂	-0.774
P₂O₅	0.712
Nb₂O₅	-0.750
ETR	-0.736
CaO	0.808

A Tabela VI.5 mostra que existem dois grupos de variáveis formando uma assinatura geoquímica e que estes dois grupos se opõem entre si:

- Grupo 1: uma correlação negativa entre as variáveis TiO_2 , Nb_2O_5 e ETR;
- Grupo 2: uma correlação positiva entre P_2O_5 e CaO;
- Uma correlação negativa entre os grupos 1 e 2.

Estes fatos vêm corroborar com a interpretação obtida por meio do mapa radiométrico que mostra a zona de valores de urânio + tório + potássio elevados, associados com zonas ricas em nióbio e titânio.

Projeção das variáveis sobre o plano fatorial (1 x 2)

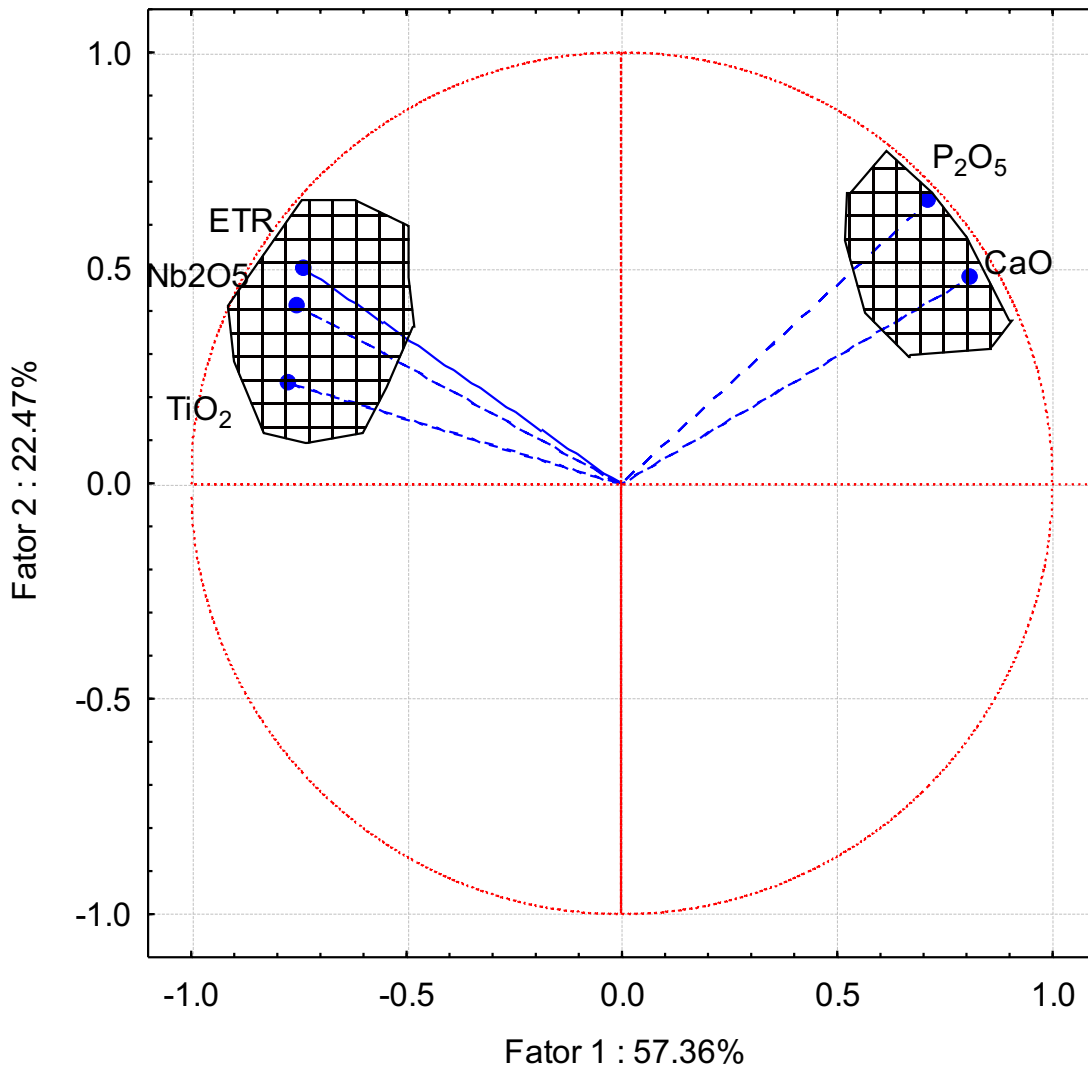


Figura VI.16. Projeção das variáveis químicas sobre o plano fatorial 1 x 2. Observa-se a existência e uma correlação positiva entre TiO_2 , Nb_2O_5 e ETR e uma correlação negativa do grupo com TiO_2 e o grupo do P_2O_5 e CaO.

6.6 Química mineral

Análises químicas em cristais de perovskita localizados no interior de minerais de anatásio foram realizadas com o objetivo de investigar o balanço de massa relativo a transformação da perovskita para anatásio. As análises foram tomadas com a microsonda eletrônica Cameca SX-50 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Com o mesmo propósito realizou-se também algumas análises químicas sobre anatásio (Tabela VI.7). A Figura VI.17 mostra com base nos resultados apresentados nas Tabelas IV.6 E VI.7 balanço químico que possivelmente ocorreu nas transformações de perovskita para anatásio.

Tabela VI.6. Análises químicas em cristais de perovskita no interior de anatásio de Catalão I.

	CCR32A6	ccr3209	ca10	ccr32a3b	ccr32a3	MEDIA
SO ₃	0	0.035		0	0	0.008
P ₂ O ₅	0	0	0.051	0.148	0	0.040
NB ₂ O ₅	1.203	0.544	0.454	0.521	0.981	0.741
SiO ₂	0.06	0	0.290	0.008	0.010	0.075
TiO ₂	57.49	56.918	57.793	55.640	55.605	56.691
ZrO ₂	0	0	0.011	0.005	0.129	0.029
Al ₂ O ₃	0	0.225	0.215	0.073	0.148	0.132
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
La ₂ O ₃	0.878	0.924	0.936	0.980	0.926	0.929
Ce ₂ O ₃	0.916	2.667	2.120	2.369	2.166	2.047
MgO	0.016	0.044	0.121	0.018	0.001	0.040
CaO	37.51	37.772	37.258	39.540	38.150	38.046
MnO	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0
SrO	1.0191	0.486	0.334	0.460	1.340	0.728
BaO	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0.289	0.376	0.360	0.195	0.337	0.311
K ₂ O	0.171	0.004	0.049	0.038	0.098	0.072
F	0.427				0.101	0.264
TOTAL	100	100	100	100	100	100
O=F						
TOTAL	100	100	100	100	100	100

Tabela VI.7. Química mineral de cristais de anátasio de bebedouritos de Catalão I.

Amostra	95YAC07D	95YAC06	95YAC05	95YAC04	CA1	CA2	CA9
SO3	0	0	0.013	0.005	0	0.026	0.007
P2O5	0.825	0.334	2.770	0.011	0.015	0.044	0.376
NB2O5	1.779	1.893	1.485	3.264	0.557	0.754	1.093
SiO2	0.041	0.028	0.018	0.695	2.320	0.157	0.659
TiO2	89.486	90.103	83.340	87.323	65.698	80.370	89.572
ZrO2	0.424	0.263	0.64	0.259	0.030	0.021	0.702
Al2O3	0.002	0.019	0	0.040	0.044	0.059	0.034
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0.056
La2O3	0.010	0.020	0	1.205	1.566	0.620	0.251
Ce2O3	0.181	0.187	0.135	3.026	5.282	1.978	0.397
MgO	0.659	0.836	0.498	0.087	9.790	3.541	0.635
CaO	0.122	0.158	0.599	0.622	2.029	5.277	0
MnO	0	0.024	0	0	0	0.032	2.050
FeO	1.727	2.302	2.195	2.437	1.21	1.289	0.114
SrO	0.124	0.043	0.478	0.043	1.280	0.201	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0.043	0.004	0.044	0.016	0.015	0.051
K2O	0.029	0.039	0.046	0.046	0.038	0.008	0.106
F	0.221	0.331	0.055		0.459		0.215
TOTAL	95.635	96.629	92.280	99.112	90.34	94.400	96.325

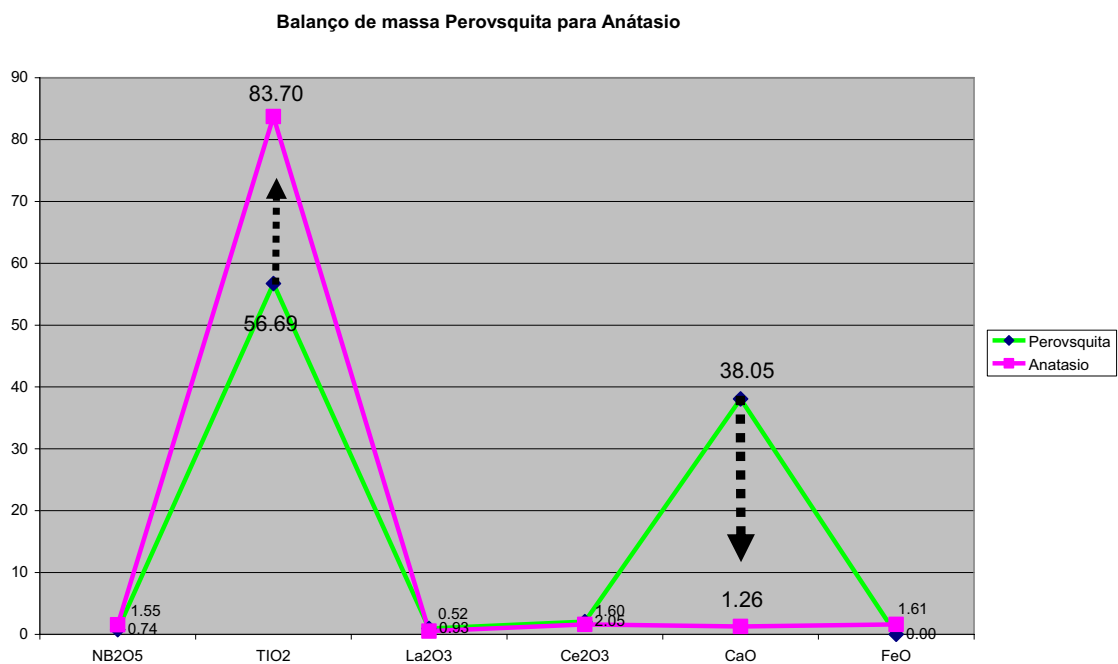


Figura VI.17. Balanco de massa dos principais elementos que compõe a perovskita e o anátasio

6.7 *Gênese do depósito de titânio*

No capítulo II mostrou-se que rochas da série bebedourítica que ocorrem na parte leste até sul do complexo são enriquecidas em anatásio. Mostrou-se também que este mineral se apresenta na forma de cumulos associados com magnetita, olivina serpentinizada e clinopiroxênio e que a parte intemperizada destas rochas, que se posiciona no intervalo entre 0 e 60 metros, constituem o depósito de anatásio do complexo Catalão I. Observou-se que perovskita (CaTiO_3) aparece às vezes como minúsculos restos no interior dos cristais de anatásio e por isto pode ser considerado o mineral precursor do titânio. Ao contrário de Catalão I, no complexo carbonatítico de Tapira, Minas Gerais, a perovskita é o mineral dominante na rocha sã. No entanto, tal como Catalão I, apenas a parte posicionada no topo do manto de intemperismo, constituídos por anatásio concentrados residualmente, são considerados depósitos com potencial econômico. No capítulo II demonstrou-se que as rochas da série bebedourítica são constituídas por três unidades: flogopititos magmáticos, piroxenitos e flogopititos metassomáticos e que a mineralização de anatásio se associa somente à fase piroxenítica e flogopitítica metassomatizada.

O papel do magmatismo na formação dos depósitos de Titânio

Segundo Mitchell (2003), a perovskita é uma fase primária nas rochas subsaturadas em sílica, tais como a série bebedourítica de Catalão I e dos complexos carbonatíticos de Salitre, Serra Negra, Tapira e Araxá. Em Catalão I a série bebedourítica encontra-se quase que totalmente flogopitizada por efeito do metassomatismo imposto pelos fluidos gerados dos carbonatitos associados que cortam estas rochas na forma de veios, diques e plugs. Segundo Veksler & Tepteliev (1990) a cristalização da perovskita é inibida nos magmas alcalinos ricos em sílica e alumínio, do que se deduz que o início de sua cristalização ocorre imediatamente após a redução da sílica em função da cristalização dos silicatos de magnésio (olivinas e clinopiroxênios). Mitchell (1998) mostra também que a perovskita é um mineral acessório em carbonatitos e é um dos maiores hospedeiros de elementos de ETR e Nb. Em Catalão, tanto por meio da análise dos dados radiométricos como pela análise estatística

multivariada, foi mostrado que existe uma inequívoca associação entre a zona rica em anatósio e valores anômalos de nióbio e terras raras.

Experimentos realizados em sistemas sintéticos carbonatíticos possibilitaram Mitchell e Chakhmouradian (1998) estabelecerem as condições de cristalização e a determinação da solubilidade e estabilidade de compostos do grupo da perovskita realizados a pressão de 1 kb e temperatura variando de 550 a 750° C. Os resultados deste estudo mostraram que a perovskita é altamente solúvel em líquidos haplocarbonáticos, e quando se cristalizam o fazem na forma de uma matriz muito fina. Mitchell (1993) demonstrou que óxidos minerais do grupo da perovskita são tipicamente encontrados em uma ampla variedade de rochas subsaturadas em sílica e carbonatitos. Segundo Brod (1999) a composição da perovskita pode ser relacionada ao um estágio de evolução e ao tipo de magma do qual ela cristalizou. Sua abundância nos cumulos ultramáficos é consistente com o conceito de uma fase inicial de cristalização na evolução do complexo.

A evolução normal da perovskita em magmas alcalinos é aquela de substituição do Ca por ETR, Na, Sr e substituição do Ti por Nb, isto é, cristaliza inicialmente Ti-Ca perovskita que evolui em direção a luehita e ou loparita.

Perovskita em rochas cumuláticas ultramáficas é usualmente muito próxima da composição CaTiO_3 . Mariano e Mitchell (1991) determinaram algum enriquecimento de ETR em perovskita dos bebedouritos dos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, e relacionaram isto à interação da perovskita primitiva com fluidos hidrotermais tardios.

A baixa qualidade dos cristais de perovskita encontrados no centro de alguns anatasios em Catalão I impedem um estudo mais aprofundado de uma possível variação composicional destas perovskitas conforme proposto por Mitchell (2002) utilizando o ternário Perovskita CaTiO_3 -Loparita $-(\text{Na,ETR,Ca})\text{TiO}_3$ – Lueshita- NaNbO_3 . Segundo este pesquisador, em rochas ígneas subsaturadas, a perovskita, cuja composição é aquela do CaTiO_3 -perovskita (*sensu strictu*), e encontrada primariamente em kimberlitos, katungitos, melilitolitos, analtoitos, aliquiditos, uncomfragritos, perovskita olivinito e perovskita piroxenitos. Minerios ricos em loparita são encontrados primariamente em rochas sieníticas peralcalinas e carbonatitos. Lueshita é relativamente incomum e ocorre primariamente como ultimo estágio da cristalização de rochas sieníticas peralcalinas ou como fase acessória em carbonatitos. Chakhmouradian e Mitchell (1997) estabeleceram com base em estudos em rochas da província alcalina de Kola, que olivinitos,

clinopiroxenitos e melilitolitos contêm perovskita (sensu stricto) com conteúdo de ERT_2O_3 variando de 0.3 a 5.2 (wt%); Nb_2O_5 (<0.7%) e Na_2O (<0.4%) e que perovskitas derivadas de carbonatitos e foscoritos apresentam enriquecidas em ETR_2O_3 (7-13%), Nb_2O_5 (1-14%), Na_2O (0.5 a 4.5%) e ThO_2 (<3.0%). Em Catalão I análises químicas em raros cristais de perovskita situados no interior de cristais de anatásio sugerem certa compatibilidade com os valores determinados por Chakhmouradian e Mitchell (1997) para rochas ultramáficas alcalinas ou seja: $ERT_2O_3 = 2.97\%$; $Nb_2O_5 = 0.74\%$ e $Na_2O = 0.31\%$.

O papel do metassomatismo na formação dos depósitos de Anatásio de Catalão I

Segundo Mitchell (2003), apesar dos minerais do grupo da perovskita serem fases estáveis em muitos tipos de magmas, eles são susceptíveis a alteração e substituição durante os últimos estágios da cristalização por processos secundários metassomáticos e subsolidos.

Mitchell & Chakhmouradian (1998) e Chakhmouradian & Mitchell (2000) mostraram, com base em cálculos termodinâmicos, que a perovskita é instável a baixas temperaturas. A alteração da perovskita pode se dar por reequilíbrio subsolidus, por alteração metassomática e por intemperismo produzindo outros minerais contendo titânio tais como titanita e polimorfos de TiO_2 (rutilo, anatásio, brookita), ilmenita e $(Nb,Ti,Fe, Ta)_2O_5$

Os processos de alteração que transformam a perovskita para os polimorfos metaestáveis de TiO_2 , tais como anatásio e brookita, ao invés de rutilo ainda é pouco conhecido, segundo Banfield *et al.* (1991). A diferença entre as estabilidades destes minerais é pequena a baixa temperatura (Post & Burnham 1986). No entanto o anatásio é o polimorfo mais estável em rochas alcalinas, e a sua alteração poderia ocorrer por dissolução incongruente da rocha. Segundo Pereira *et al.* (2006), em Catalão I, fluidos carbohidrotermal lixíviarem o Ca da perovskita e produzirem anatásio ao invés de rutilo. Nesbit *et al.* (1981) sugere uma variedade sistemas hidrotermais de águas subterrâneas, com pressão de CO_2 suficiente para mudar o equilíbrio do TiO_2 a partir da calcita de acordo com a seguinte reação:



Em Catalão-I, segundo Pereira *et al.* (2006), esta reação foi um pouco diferente, devido à alta atividade do Mg (produto da alteração da olivina) que resulta na cristalização de dolomita ao invés da calcita e anatásio ao invés de rutilo.

Mitchell (2003) identifica pelo menos dois tipos de instabilidade, geneticamente distintos, que não são mutuamente exclusivos: reação durante o crescimento e substituição pseudomórfica. No caso de Catalão I foi identificado apenas o caso de substituição pseudomórfica. Mitchell (2003) mostrou que a perovskita pseudomórfica é formada pela substituição de cristais primários. Eles podem ocorrer de três distintas maneiras:

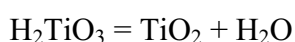
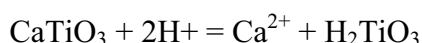
- durante os últimos estágios da cristalização do magma parental, isto é, alteração deutérica;
- por reações subsolidus com fluidos carbohidrotermal a altas ou baixas temperaturas;
- por substituição química a baixa temperatura subaérea nos processos e intemperismo.

Os fluidos carbohidrotermais podem ser derivados de diversas fontes, e não necessariamente de um particular *batch* de magma do qual o mineral do grupo da perovskita se cristalizou. Em Catalão I, fluidos carbohidrotermais derivados de magmas carbonatíticos foram os principais responsáveis pela geração de rochas metassomáticas, tais como os flogopititos metassomáticos. No capítulo II foram identificados diversos processos de pseudomorfose sobre a olivina, apatita, perovskita, piroxênio, flogopita, e mesmo sobre carbonatos que foram substituídos por monazita. O processo de pseudomorfose da perovskita, comumente conduz à formação de uma suíte de minerais com composições dependentes daqueles elementos liberados ou retidos durante a decomposição da perovskita original (Mitchell (2003). Pereira et al. (2006) identificaram que alguns destes minerais secundários que podem formar discretos invólucros sobre perovskita, que permanecem como relíquias no centro do cristal alterado. Estes autores descreveram este processo de substituição pseudomórfica da perovskita de Catalão I utilizando-se de vários recursos tais como microsonda eletrônica, imagens de elétrons retroespalhados, e espectroscopia Raman, com o objetivo de verificar o balanço de massa entre a perovskita e o anatásio resultante. Observaram que o processo lixiviou Ca, Nb, Ce e Na e promoveu uma concentração relativa de Ti, Si, Mg, Zr, Nb e Fe.

Segundo Banfield & Veblen (1992), que também estudaram a transformação de perovskita em poliformos de TiO_2 , a lixiviação do Ca da estrutura da perovskita e sua subsequente remoção completa do sitio da alteração, como uma espécie aquosa, pode ser descrita conforme a equação:

$2\text{CaTiO}_3 > 2\text{TiO}_2 + 2\text{Ca}^{2+}_{(\text{aq})} + 2\text{O}^{2-}_{(\text{aq})}$ ou deposição no sítio da alteração como calcita (Nesbit et al., 1981): $\text{CaTiO}_3 + \text{CO}_3 = \text{TiO}_2 + \text{CaCO}_3$

Banfield & Veblen (1992) propuseram que a conversão de perovskita (CaTiO_3) para anátasio se produz via uma fase intermediária, formada pela remoção de planos alternados de átomos de Ca. A remoção do remanescente Ca seguido por adicional colapso do arranjo Ti-O ao longo das direções cristalográficas pseudo cúbicas, resulta na formação da estrutura do anátasio. Estes autores propõem que íons H são essenciais para remoção do Ca e o excesso de oxigênio estrutural produzido é eliminado como H_2O :



Das equações acima, é evidente que a extensão da alteração da perovskita deve ser fortemente dependente do pH, da fugacidade do dióxido de carbono e da temperatura. Estudos experimentais detalhados sobre lixiviação do Ca da perovskita (CaTiO_3) como uma função destes parâmetros ainda não foram testadas. Estudos de reconhecimento (Nesbitt e al. 1981; Myrhaet al., 1984 e Kastrissioset al., 1987) a pH 5-7 e temperatura variando de 25 a 350° C mostra que CaTiO_3 (e BaTiO_3) é instável na presença de CO_2 contido em fase fluida em condições hidrotermais. Conseqüentemente, perovskita deve colapsar nos processos mais tardios de alteração e nos ambientes de intemperismo subaéreos.

A alteração da perovskita e sua pseudomorfose em sistemas naturais é mais complexa do que descrito acima quando outros elementos, em particular Si e Fe estão presentes nos fluidos causadores da alteração, que podem resultar na formação de titanatos e outros silicatos e ilmenita.

Mitchell e Chakhmouradian (1998) e Chakhmouradian & Mitchell (2000) descreveram diversas complexas assembléias de substituição hidrotermal de baixa temperatura de perovskita de kimberlitos e carbonatitos. Como exemplo, a perovskita no kimberlito de Iron Mountain é substituída por ordem de cristalização por: kassita, anátasio, titanita mais calcita, ilmenita e lucasita (Ce). A perovskita no carbonatito de Sebljavr é inicialmente substituída por anátasio mais calcita e subsequentemente por ilmenita mais ancilita. Alteração de baixa temperatura da perovskita em carbonatito em lateritas foi descrito por Mariano (1989). Durante o processo de lixiviação a maioria do Ca é removido do sítio do intemperismo na forma de soluções. Elementos de terras raras presentes em pequenas quantidades na precursora perovskita são também lixiviados,

mas depositados no lugar do intemperismo como cerianita, monazita e minerais do grupo das crandalitas. Estes processos resultam na formação dos maiores depósitos econômicos de Ti na forma de anatásio.

O papel do intemperismo na formação dos depósitos de Anatásio

O papel do intemperismo na formação dos depósitos de TiO_2 de Catalão foi concentrar residualmente o anatásio. Esse mineral que localmente em algumas partes do complexo, em rocha sã, se apresenta na forma de cumulos que já constituem por si só porções com alto teor, mas não com suficiente volume para uma exploração econômica. A destruição das fases minerais silicáticas e a consequente lixiviação do Mg e Ca dos clinopiroxênios, a remoção do Ca dos carbonatos associados, a eliminação do Mg e K da flogopita e vermiculita resulta numa significativa redução do volume da rocha original com consequente concentração do anatásio que é um mineral estável, indiferente ao intemperismo. Associados a esta concentração encontram-se o ferro o alumínio e a sílica na forma de argilas, silcretes, fosfatos secundários e lateritas que compõem o intervalo saprolito aloterítico.

6.8 Discussão

Trabalhos desenvolvidos pela Metais de Goiás na década de 70 serviram de suporte para realização desta síntese da jazida de titânio.

Sondagens profundas realizadas no vale do Córrego do Garimpo pela Fosfertil revelaram a existência de pelo menos três protolitos para o minério de titânio. O minério de titânio constituído por anatásio encontra-se posicionado no topo do manto de intemperismo no nível denominado de Saprolito Aloterítico.

Os tipos de minérios foram definidos pela equipe da Metais de Goiás e tiveram a denominação de minério tipo I, II, III, IV como base em índices de processo e teor de P_2O_5 , sendo em ordem qualidade de concentrado decrescente do tipo I para o IV.

Neste trabalho o autor complementou os trabalhos da Metais de Goiás, realizando tratamento estatístico com o banco de dados de titânio, com o objetivo de confirmar a presença ou não de múltiplas populações e a determinação de assinaturas geoquímicas

utilizando a técnica da Análise de Componente Principais, com o objetivo de gerar mapas relacionado aos tipos de minérios.

Os resultados mostraram a presença de dois grupos relacionados ao fator 1, que coloca em evidência uma assinatura que revela o anatásio e outra assinatura, oposta à primeira, relacionada à apatita. No primeiro caso, o anatásio é representado pela associação TiO_2 , ETR, Nb_2O_5 e no segundo caso, a apatita pela associação P_2O_5 , CaO.

Estas assinaturas estão em concordância com os resultados da geologia que mostrou três tipos litológicos como protolitos da mineralização do anatásio.

Análises química em cristais de perovskita e anatásio permitiram estabelecer o balanço geoquímico entre os dois minerais, que mostrou um enriquecimento de 40% de TiO_2 e um empobrecimento de 97% de CaO, na passagem de perovskita para anatásio.

Foi mostrada neste trabalho a importância do anatásio em Catalão I como uma reserva de titânio de grande potencial econômico ainda inexplorado. Recursos da ordem de 243×10^6 de toneladas com teor médio de 20.34% de TiO_2 tornam este depósito, junto com Salitre e Tapira, talvez a maior fonte de titânio do mundo.

Em Catalão I a gênese do anatásio foi bem explicada por Mitchell & Chakhmouradian (1998) que demonstraram que a perovskita é instável em ambientes com fluidos ricos em CO_2 típicos de complexos carbonatíticos. Segundo estes autores, a interação entre o fluido carbonatítico e a perovskita resulta na lixiviação do Ca da estrutura da perovskita com a conseqüente substituição deste mineral por anatásio, calcita e ilmenita. Com relação aos ETR lixiviados da perovskita, observou-se a formação de grande quantidade de monazita, principalmente nos locais onde a disponibilidade de fósforo foi abundante, tais como nos locais com a presença de foscoritos na forma de vênulas, veios e diques cortando bebedouritos ricos em perovskita (capítulo II).

Quanto à formação do depósito de anatásio, o intemperismo desempenhou um papel fundamental na concentração residual deste mineral. A zona de intemperismo, denominada neste trabalho de Saprolito Aloterítico, corresponde ao local onde aconteceu a concentração residual de anatásio seguida de uma grande redução de volume, promovida pela lixiviação dos elementos móveis tais como Ca, Mg, K, e CO_2 .

Finalmente, a associação demonstrada do nióbio e do titânio com material radioativo e vem corroborar a idéia da partição do nióbio entre o pirocloro e a perovskita.

6.9 Conclusões

Com base nos trabalhos desenvolvidos pela Metais de Goiás na década de 70 realizou-se uma revisão dos dados e as seguintes conclusões foram obtidas:

1. O minério de titânio é constituído pelos minerais de anatásio, ilmenita e rutilo, derivados da alteração carbo-hidrotermal da perovskita, concentrados residualmente na parte superior do manto de intemperismo denominado de nível Saprolito Aloterítico.
2. O protolito da mineralização econômica de anatásio é preferencialmente desenvolvidos sobre rochas da Série Bebedourítica.
3. A ocorrência de minerais titaníferos em Catalão I é restrita ao quadrante sudeste e restrita às bordas do domo.
4. A tipologia do minério foi definida pela Metais de Goiás nos seguintes tipos:
 - a. Minério Tipo I: apresenta com característica principal, melhor recuperação, ausência de apatita, ausência de perovskita e teor moderado de ferro;
 - b. Minério Tipo II: recuperação inferior ao Tipo I, este minério situa-se na parte superior do perfil, alto teor de ferro;
 - c. Minério Tipo III: recuperação ruim, presença de apatita e mica;
 - d. Minério Tipo IV: recuperação ruim, presença de perovskita associado ao anatásio.
5. Os recursos totais estimados foram:
 - a. Medido + Indicado + Inferido: 243.120.000 t com teor médio de TiO_2 de 20.34% e teor de corte em 10%.
6. O tratamento estatístico dos dados revelou a presença de duas populações que permitiu definir o teor de corte em 10% de TiO_2 :
 - a. Teor de $\text{TiO}_2 > 10\%$ sem a presença de teores significativos de P_2O_5
 - b. Teor de $\text{TiO}_2 < 10\%$ com a presença significativa de P_2O_5
7. A estatística com Análise de Componentes Principais confirma a presença de duas populações e mostra duas assinaturas em oposição, revelando que a região rica em apatita é independente da região de anatásio:
 - a. Fator 1(+) = $\text{TiO}_2 + \text{ETR} + \text{Nb}_2\text{O}_5 \rightarrow$ anatásio derivado da perovskita

b. Fator 1(-) = $P_2O_5 + CaO \rightarrow$ apatita

8. A presença de anatásio em rocha fresca, em concentrações muito altas, conforme mostrado no Capítulo II, revela que os limites da mineralização econômica podem se estender para profundidades superiores àquelas utilizadas no cálculo dos atuais recursos.

CAPITULO VII

Conclusões Finais

7 *Conclusões Finais*

Observações de campo e petrografia sugerem três trajetórias para a evolução magmática:

1. a primeira é formada a partir de um líquido silicático gerado por imiscibilidade de um magma primitivo silico carbonatado dando origem à Série Bebedourítica, que evoluiu por diferenciação, constituindo os dunitos, piroxenitos e veios carbonatíticos;
2. a segunda é formada a partir de um líquido carbonatítico que se reparte numa segunda imiscibilidade em dois outros líquidos: um foscorítico e outro carbonatítico. O foscorito é inicialmente rico em olivina e evoluiu para formar os cumulos de apatita;
3. a terceira é um desdobramento do membro carbonatítico num segundo sub-trajeto foscorítico e outro carbonatítico. Este segundo foscorito não contém olivina, mas é rico em pirocloro e magnetita.

Foram reconhecidos os seguintes protolitos para as mineralizações estudadas:

1. para os fosfatos foram os piroxenitos tardios da Série Bebedourítica e os foscoritos da Série Foscorítica os responsáveis pela mineralização;
2. para o titânio foram identificados os piroxenitos iniciais da Série Bebedourítica;
3. para as ETR foram identificados os flogopititos metassomáticos, os foscoritos com nióbio, e os dolomita carbonatitos quando submetidos a ação de fluidos carbo-hidrotermais que antes lixiviaram os ETR das perovskitas.
4. para o nióbio os foscoritos da segunda sublinha de evolução magmática foram os responsáveis pela mineralização.

O papel do magmatismo na formação da jazida de fosfato foi:

- na concentração da apatita como cumulos nos piroxenitos tardios da Série Bebedourítica e como cumulos nos foscoritos ricos em olivina relacionados ao segundo evento de imiscibilidade da Série Foscorítica.

O papel do magmatismo na formação da jazida de nióbio foi;

- A cristalização do pirocloro nos foscoritos da terceira fase de imiscibilidade,

O papel do magmatismo na formação da jazida de titânio foi:

- a cristalização de perovskita com formação de cumulos nos piroxenitos iniciais da diferenciação da Série Bebedourítica.

O papel do metassomatismo na formação das jazidas de fosfato foi mais negativo do que positivo. A geração de apatita primária e hidrotermal com recobrimento e inclusões de carbonatos foram reconhecidos tanto em foscoritos como flogopititos

O papel do metassomatismo na formação das jazidas de terras raras foi fundamental, constituindo-se no principal agente desta mineralização.

A ação dos fluidos carbo-hidrotermais sobre rochas da Série Foscorítica produziram dois tipos de rochas: os nelsonitos mineralizados em apatita, ilmenita, nióbio e monazita denominada de unidade C2a, e uma rocha composta por monazita com carbonatos e apatita subordinados, denominada de monazitito. Em ambas as rochas, ocorrem *pipes* de explosão preenchidos por brechas que indicam processos de fragmentação do magma, com surgimento de material particulado em fluxo de fluidos carbo-hidrotermal diluído e turbulento dentro da câmara magmática.

Para o anatásio, os fluidos carbo-hidrotermais agiram sobre piroxenitos com perovskita transformando a rocha em flogopitito metassomático e a perovskita em anatásio.

O papel do intemperismo na formação da jazida de fosfato foi comprovado pela concentração residual e supergênica principalmente no nível Saprolito Isalterítico. Para o titânio, o processo concentrou residualmente o anatásio formado por processo carbo-hidrotermal, e transformou em anatásio restos de perovskita, livres ou alojados no centro de algum cristal de anatásio.

Para os ETR, o intemperismo substituiu os carbonatos por sílica nos dolomita carbonatitos magnésíticos promovendo sua concentração por perda de parte dos carbonatos. No flogopitito, o intemperismo transformou a rocha em um saprolito com alta concentração de ETR. Nos foscoritos, a ação do intemperismo atuou na dissolução dos carbonatos e apatita nas camadas C2a e C2b, promovendo o enriquecimento residual em monazita.

Para nióbio, o intemperismo concentrou e transformou o Ca-pirocloro em Ba-pirocloro dos nelsonitos da Série Foscorítica, principalmente no nível Saprolito Aloterítico.

O depósito de fosfato é constituído pelos seguintes tipos de minério definidos por critérios geometalúrgicos: Minério Oxidado, posicionado no topo do nível Saprolito Isalterítico, subdividido em Minério Oxidado Foscorítico e Minério Oxidado Flogopitítico; Minério Micáceo-oxidado, posicionado no topo do nível Saprolito Isalterítico, subdividido em Minério Micáceo-oxidado Foscorítico e Minério Micáceo-oxidado Flogopitítico; Minério Micáceo Topo, posicionado na base do nível Saprolito Isalterítico, subdividido em Minério Micáceo Topo Foscorítico e Minério Micáceo

Topo Flogopitítico; Minério Micáceo Médio posicionado na base do nível Saprolito Isalterítico, subdividido em Minério Micáceo Médio e Minério Micáceo Médio; Minério Micáceo Base posicionado na base do nível Saprolito Isalterítico, subdividido em Minério Micáceo Base Foscorítico e Minério Micáceo Base Flogopitítico; Minério Silico-carbonatado posicionado na base do nível Rocha alterada subdividido em Minério Silico-carbonatado Foscorítico e Minério Silico-carbonatado Flogopitítico.

A análise estatística simples revelou a presença de duas populações de foscorito, e a análise multielementar utilizou a técnica de Análise de Componentes Principais para gerar assinaturas geometalúrgicas, na forma de mapas, que individualizam zonas com características geometalúrgicas diferentes. A geoestatística revelou a presença de anisotropias zonais, relacionadas aos dois tipos de foscoritos, confirmando a presença de duas linhas evolutivas diferentes para estas rochas.

O depósito de ETR é constituído por quatro tipos de minério; Minério Saprolítico derivado do intemperismo dos flogopititos com veios de monazita; Minério Nelsonítico derivado dos foscoritos metassomatizados com nióbio; Minério Carbonatítico derivado da alteração metassomática de dolomita carbonatitos; Minério Silicoso derivado do intemperismo sobre o Minério Carbonatítico. A análise estatística dos dados químicos confirma a presença de diferentes populações para a monazita, que é sugestivo de diferentes gêneses ou uma gênese única alojada em litologias diferentes.

O depósito de titânio é constituído por quatro tipos de minério: Minério tipo I é caracterizado por apresentar a melhor recuperação na flotação com ausência de apatita e perovskita e teor moderado de ferro. Este minério está situado entre a parte inferior do nível Saprolito Aloterítico e a parte superior do nível Saprolito Isalterítico; Minério tipo II é caracterizado por uma recuperação inferior ao tipo I e está situado no topo do nível Saprolito Aloterítico muito rico em ferro; Minério tipo III é caracterizado por uma baixa recuperação, com presença de mica e apatita, e está situado na parte inferior do nível Saprolito Isalterítico; Minério tipo IV é caracterizado por baixa recuperação e pela presença de perovskita associada ao anatásio, e está situado entre a parte superior do intervalo de Rocha Alterada e a parte inferior do Nível Saprolito Isalterítico. A análise estatística dos dados químicos da jazida de titânio confirma a presença de mais de uma população.

Referências bibliográficas

- ALCOVER NETO, A.; TOLEDO, M. C. M. **Evolução supérgena do carbonatito de Juquiá (SP)**. Rev. Inst. Geol., São Paulo, v. 14, p. 31-43, 1993.
- ALTSCHULER, Z. S. The weathering of phosphate deposits: geochemical and environmental aspects. In: GRIFFITH... et al. **Environmental Phosphorous Handbook**. New York: John Wiley and Sons, 1973. 718 p.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G., KAWASHITA, K.; TEYNOLDS, J. H. **Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil**. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 31, p. 117-142, 1967.
- ANDERBERG, M. R. **Cluster Analysis for Applications**. New York: Academic Press, 1973.
- ARAÚJO, A. L. N. **Petrologia dos Pipes Kimberlíticos e Kamafugíticos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás**. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. Brasília, 2000.
- ARAÚJO, D. P. **Metassomatismo no complexo carbonatítico Catalão-I: implicações para a composição do magma carbonatítico e para o metassomatismo carbonatítico no manto superior**. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1996.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C. **Aspectos texturais e químicos das olivinas da brecha carbonatítica de Catalão I**. XXXVIII CBG. Res. Exp., p. 14-15, 1994.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C. **Fe³⁺ no sítio tetraédrico das flogopitas do Complexo Alcalino de Catalão I**. IV CBG. Res. Exp., p. 62-2, 1993.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C. **Fe³⁺ no sítio tetraédrico de flogopitas das rochas do Complexo Carbonatítico Catalão I, Brasil**. Proceedings of the 4th Congresso Brasileiro de Geoquímica, Extended Abstracts, SBGq., p. 62-63. Brasília, 1993.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C. **Química mineral dos carbonatitos e rochas associadas de Catalão I**. XXXVII CBG. Bol. Res. Exp., n. 2, p. 90-1, 1992.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C.; GARG, V. K. **The complete phlogopite-tetraferriphlogopite series in the Catalão-I and Catalão-II carbonatite complexes, Brazil**. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts. Cape Town, p. 29-31. Contributions to Mineralogy and Petrology, n. 77, p. 288-295, 1998.
- ARAÚJO, D.P.; GASPAR, J.C.; GARG, V.K. SOUZA JR., P.A. **Determinação Mossbauer em Cristal Simples de Tetraferriphlogopita do Complexo Carbonatítico Catalão-II: comparação com Cálculos Estequiométricos**. Proceedings of the 35th Congresso Brasileiro de Geologia, v. 3, SBG, p. 22-25, 1996.

BAECKER, M.L. **A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáfica alcalinas do domo de Catalão I, Goiás.** Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1983.

BALLHAUS, C. **Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle.** Contrib. Mineral. Petrol., n. 114: p. 331-348, 1993.

BARBIER, J. Images géochimiques du socle hercynien dans le Massif Central Français. **Bull BRGM**, n. 2, v. 2-3, p. 175-194, 1979.

BARBOSA, E.S.R.; BROD, J. A. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. ; GASPAR, J.C. ; RIBEIRO, C.C. ; BOAVENTURA, G.R. . **Petrografia e geoquímica de carbonatitos do Complexo de Salitre, MG.** In: 42 Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, MG. Anais, 2004. v. CD-ROM. p. 1-2.

BARBOSA, E.S.R.; BROD, J. A. ; OLIVEIRA, R. C. ; CORDEIRO, P. F. O. ; RIBEIRO, C.C. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. . **Composição mineralógica de bebedouritos de Salitre I, MG.** In: 43 Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú, SE. Anais, 2006.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro.** DNPM, Boletim 136. Divisão de fomento da Produção Mineral. 1970.

BIGGAR, G. M. **Experimental studies of apatite crystallization in parts of the system CaO-P₂O₅-H₂O at 1000 bars.** Min. Mag., n. 35, p. 1110-1122, 1966.

BIONDI, J. C. **Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática.** São Paulo: T.A. Queiroz, 1986. 602 p.

BIZZI, L. A.; DEWIT, M. J.; SMITH, C. B.; MEYER, H. O. A.; ARMSTRONG, R. **Característica isotópicas e origem dos Diamante (Anais).** Cuiabá. Universidade Federal do Mato Grosso, 1993. (Special Publication 2 /93). p. 141-151.

BIZZI, L. A.; DEWIT, M. J.; SMITH, C. B.; MEYER, H. O. A.; ARMSTRONG, R. **Heterogeneous Enriched Mantle Materials and Dupal-Type Magmatism along the Sw Margin of the Sao-Francisco Craton, Brazil.** J GEODYN, n. 20, p. 469-491, 1995.

BIZZI, L. A.; SMITH, C. B.; MEYER, H. O. A.; ARMSTRONG, R.; DEWIT, M. J. **Mesozoic Kimberlites and related rocks in southwestern São Francisco carton, Brazil: a case for local mantle reservoir and their interaction.** In: LEONARDOS, O. H., MEYER, H. O. A., GASPAR, J.C. (Eds.). Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. CPRM, Araxá, 1994. (Special Publication 2/91). p. 151-71.

BODINIER, J.L.; VASSEUR, G.; VERNIÈRES, J.; DUPUY, C.; FABRIES, J. **Mechanisms of mantle metassomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite.** J.Petrol., n. 31, p. 597-628, 1990.

BORN, H.; KAHN, H. **Caracterização geológica e mineral voltada ao aproveitamento de jazimento fosfáticos**. In: Encontro Nacional de Rocha Fosfática, 5, Ibrafos, São Paulo, 1990. p. 213-233.

BORN, H.; LENHARO, S. L. R.; KAHN, H. **Mineralogical characterization of apatites from Brazilian phosphate deposits with reference to flotation behaviour**. Transactions Of The Institution Of Mining And Metallurgy Section B-Applied Earth Science , n. 105, p. B117-B126, 1996.

BORN, H.; LENHARO, S. L. R.; KAHN, H. **Mineralogical characterization of apatites from Brazilian phosphate deposits with reference to flotation behaviour**. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy Section B-Applied Earth Science, n. 105, p. B117-B126, 1996.

BROD, J. A. ; RIBEIRO, C.C. ; GASPAR, J.C. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. ; BARBOSA, E.S.R. ; RIFFEL, B. F. ; SILVA, J. F. ; CHABAN, N. ; FERRARI, A. J. D. . Excursão 1: **Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004 (Guia de excursão).

BROD, J. A. ; RIBEIRO, C.C. ; GASPAR, J.C. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. ; BARBOSA, E.S.R. RIFFEL, B. F. ; SILVA, J. F. ; CHABAN, N. . **Geologia e Petrologia dos complexos alcalinos de Araxá, Tapira e Catalão**. In: 42 Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, MG. Programa oficial, 2004. p. 112-112.

BROD, J. A. **Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil**. PhD thesis, University of Durham, UK. 1999.

BROD, J. A.; GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; SEER, H. J.; MORAES, L. C.; BOAVENTURA, G. R. **Kamafugite affinity of the Tapira alkaline-carbonatite complex (Minas Gerais, Brazil)**. Revista Brasileira de Geociências, n. 30, p 404-408, 2000.

CANDELA, P. A. **Toward a thermodynamic model for the halogens in magmatic system: na application to melt – vapor – apatite equilibria**. Chemical Geology, n. 57, p 239-301. 1986.

CAMPBELL, L.S., HENDERSON, P., WALL, F., NIELSEN, T.F.D. **Rare earth chemistry od perovskita group minerals from Gardiner Complex East Greeland**. Mineral Mag. 61, 197-212, 1997.

CARVALHO, J. B. **Petrologia de xenólitos mantélicos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás**. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. Brasília, 1997.

CARVALHO, J. B.; LEONARDOS, O. H. **Preliminary geothermobarometric studies on mantle xenolits of kimberlites and associated rocks from the Alto Paranaíba. SE Brazil**. 6th International Kimberlite Conference (Extended Abstract). Novosibirsk, Rússia, 1995. p. 101-103.

CARVALHO, W. T. **A prospecção radiométrica na definição de zonas mineralizadas no Complexo Ultramáfico- Alcalino de Catalão I, GO. XXVIII CBG.**, n. 5, p. 213-19, 1974b.

CARVALHO, W. T. **Perspectivas de aproveitamento econômico dos depósitos minerais associados ao Complexo Ultramáfico- Alcalino de Catalão I, GO. XXVIII CBG.**, n. 5, p. 122-7, 1974c.

CARVALHO, W. T. **Trabalhos de pesquisa mineral desenvolvidos no Complexo Ultramáfico- Alcalino de Catalão I, GO. XXVIII CBG.**, n. 5, p. 251-72, 1974d.

CARVALHO, W. T.; BRESSAN, S. R. Depósitos minerais associados ao Complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I - Goiás. In: SCHMALTZ, W. H. (Ed.). **Os principais depósitos minerais da Região Centro Oeste**, v. 6. DNPM, Brasília, 1981. p. 139-183.

CARVALHO, W.T. **Aspectos geológicos e petrográficos do complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I, GO.** Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 5, Porto Alegre, Brasil, SBG, 1974. p. 107-123.

CHAKHMOURADIAN, A. R.; Mitchell R. H. **Compositional variation of perovskite-group minerals from the carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province, Russia.** Can. Mineral, n. 35, p. 1293-1310, 1997.

CHAKHMOURADIAN, A. R.; Mitchell R. H. **Compositional variation of perovskite-group minerals from the Khibina complex, Kola Peninsula, Russia.** Can. Mineral n. 36, p. p. 953-969, 1998.

CHAKHMOURADIAN, A. R.; Mitchell R. H. **Lueshite, pyrochlore and monazite-(Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia.** Mineral Mag., n. 62, p. 769-782, 1998.

COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B.. Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. 750 pp. São Paulo: Editora da Universidade São Paulo. (eds) 2005.

COMIN-CHIARAMONTI, P. ; CUNDARI, A. ; PICCIRILLO, E. M. ; GOMES, C. B. ; CASTORINA, F. ; CENSI, P. ; De MIN, A. ; MARZOLI, A. ; PETRINI, R. ; Velázquez, V.F. . **Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from a lithospheric mantle genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites.** Journal of Petrology, v. 38, p. 495-528, 1997.

D'AZEVEDO, M. F. **Recuperação do Urânio de concentrados de rochas fosfáticas.** Instituto de Química, UFRJ. Relatório Int. Ultrafertil, 1986.

DANNI, J. C. M.; BAECKER, M. L.; RIBEIRO, C. C. The geology of the Catalão I carbonatite complex. In: LEONARDOS, O. H., MEYER, H. O. A.; GASPARI, J.C. (Eds.). **Field Guide.** Book of the 5th International Kimberlite Conference. CPRM, Araxá, p. 25-30 (Special Publication 3/91). 1991.

DAUTRIA, J. M.; DUPUY, C.; TAKHERIST, D.; DOSTAL, J. **Carbonate metassomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilititic district of Shahara basin.** Contrib. Mineral Petrol., n. 111, p. 37-52, 1992

DAWSON, J. B.; SMITH, J. V. **The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite.** Geochim. Cosmochim. Acta, n. 41, p. 309-323, 1977.

DAWSON, J.B. Metassomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and “flushed” lherzolites. In: MENZIES, M.A.; C.J. Hawkesworth, eds. **Mantle Metassomatism.** pp. 125-144. 1987.

EBY, G. N.; MARIANO, A. N. **Geology And Geochronology Of Carbonatites And Associated Alkaline Rocks Peripheral To The Parana Basin, Brazil-Paraguay.** Journal of South American Earth Sciences, n. 6, p. 207-216, 1992.

EGOROV, L. S. **Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association.** Int. Geol. Rev., n. 35, p. 346-358. 1993

EGOROV, L. S. **Rare earth element and fluorine contents of apatite as reflecting formation conditions, alteration, and potential mineralization for rocks of the phoscorite-carbonatite group in ijolite-carbonatite complexes.** Int. Geol. Rev., n. 26, p. 93-107, 1984.

EPSHTEYN, Y. M.; DANILCHENKO, N. A. **A special-genetic model of the Kondor apatite-magnetite deposit, a carbonatite complex of ultramafic, ijolite and carbonatite rock association.** Int. Geol. Rev., n. 30, p. 981-993, 1988.

ERIKSSON, S. C. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: BELL, K. (Ed.) **Carbonatites: genesis and evolution.** London: Unwin Hyman, 1989. p. 221-254.

FAVA, N. **O manto de intemperismo e a química do pirocloro de Catalão I (GO): um estudo preliminar.** Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 2001.

FERRARI, V. C. **Fosfatos primários e secundários nos perfis de intemperismo sobre os maciços alcalino-carbonatíticos de Juquiá (SP), Anitápolis (SC) e Tapira (MG).** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 2000.

FLEISCHER, M. **Relative proportions of lanthanides in minerals of the bastnaesite group.** Can. Miner., n. 16, p. 361-363, 1978.

FLEISCHER, M.; ROSENBLUM, S.; WOODRUFF, M. **The distribution of lanthanides and yttrium in the minerals of the monazite family.** U.S. Geol. Survey. Open-File Report: p. 91-580, 1990.

FLICOTEAUX, R.; LUCAS, J. Weathering of Phosphate Minerals. In NRIAGU, J. O.; MOORE, P. M. (Eds.) Springer-Verlag. **Phosphate Minerals**, p. 292-317. 1984.

FREY, T. J.; GREEN, D. H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 1023-1059. 1974.

GASPAR, J. C. **Aspectos petrográficos e mineralógicos dos carbonatitos de Catalão, Goiás.** Rel. Pesq. Iniciação Científica/UnB, 1975. 60 p.

GASPAR, J. C.; ADSUMILLI, M. S. **Sobre os carbonatitos de Catalão I, GO.** Bol. Min., Recife, n. 4, p. 5-22, 1976.

GASPAR, J. C.; ARAÚJO, A. L. N.; MELO, M. V. L. C. **Olivine in carbonatitic and silicate rocks in carbonatite complexes.** Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, Cape Town, p. 239-241, 1998.

GASPAR, J. C.; ARAÚJO, D. P. **Reaction products of carbonatite with ultramafic rocks in the Catalão I complex, Brazil:** possible implications for mantle metasomatism. Proceedings of the 6th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, Novosibirsk, p. 181-183, 1995.

GASPAR, J. C.; CONCEIÇÃO E SILVA, J. G.; ARAÚJO, D. P. **Composição of Priderite in phlogopitites from the Catalão I Carbonatite Complex, Brazil.** Am. Mineral, n. 68, p. 960-71, 1994.

GASPAR, J. C.; SILVA, A. J.G. C.; ARAÚJO, D. P. **Composition of priderite in phlogopitites from the Catalão I carbonatite complex, Brazil.** Mineralogical Magazine, n. 58, p. 409-415, 1994.

GASPAR, J. C.; WYLLIE, P. **The phlogopites from the Jacupiranga carbonatite intrusions.** Mineral. Petrol., n. 36, p. 121–134, 1987.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. **The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume:** evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology n. 36, p. 189-229, 1995.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. **The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume:** evidence from large-volume, mafic, postassic magmatism in SE Brazil. J. Petrol., n. 36, p. 189–229, 1995.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; WESKA, R.K.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. **Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil.** Contrib. Mineral. Petrol., n. 126, p. 303–314, 1997.

GIERTH, E. **Economic-geological investigation of the decomposed and fresh carbonatite of Complex of Catalão (Goiás-Brazil).** 1981.

GIERTH, E.; BAECKER, M. L. A mineralização de nióbio e as rochas alcalinas associadas no complexo Catalão I, Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. (Ed.). **Principais depósitos minerais do Brasil.** v. 2. MME/DNPM, Brasília, 1986. p. 456-462.

GIRÉ, R.. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. In: **Rare Earth Minerals:** Chemistry, origin and ore deposits. Editado por Adrian P. Jones, Frances Wall and C. Terry Williams. 1996, pp 105-150.

GITTINS, J. The origin and evolution of carbonatite magmas. In: BELL, K. (Ed.). **Carbonatites: genesis and evolution**. London: Unwin Hyman, 1989. p. 580–600.

GITTINS, J.; BECKETT, M.F.; JAGO, B.C. **Composition of the fluid phase accompanying carbonatite magma: a critical examination**. Am. Mineral. n. 75, p. 1106–1109. 1990.

GOMES, C. B.; Comin-Chiaramonti, P.; Velázquez, V. F.; Orué, D. 1996a. Alkaline magmatism in Paraguay: a review. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Eds.). **Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay: relationships with Coeval Magmatism in Brazil**. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 31-56.

GOMES, C. B.; MORBIDELLI, L.; RUBERTI, E.; COMIN-CHIARAMONTI, P. Comparative aspects between post-Palaeozoic alkaline rocks from the western and eastern margins of the Parana Basin, 1998. In: COMIN-GREENWOOD, J. C. **Barian-titanian micas from Ilha da Trindade, South Atlantic**. Mineralogical Magazine, n. 62, p. 687-695, 1996 b.

GONZAGA, G. M.; TOMPKINS, L. A. **Geologia do diamante: principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília, DNPM /CPRM, n. 4, 1991. p. 42-58.

GRACIOSO, J. E. **Caracterização Tecnológica de Catalão: tipologia de pilhas e Modelamento**. Relatório Interno da Ultrafértil S.A. CMC-C-640 /96, 1998, 11 p.

GRASSO, C.B. ; RIBEIRO, C.C. ; BROD, J. A. ; GASPAR, J.C. . **Mapeamento Geológico de detalhe (1:2000) das frentes de lavra da mina da Fosfertil Fertilizantes Fosfatados S.A.**. In: 43 Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú, SE. Anais. Aracaju, SE : Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 1-6.

GREEN, D. H.; WALLACE, M. E. **Mantle metassomatism by ephemeral carbonatite melts**. Nature, n. 336, p. 459-462, 1988.

GREEN, T. H.; WATSON, E. B. **Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to “orogenic” rock series**. Contrib. Mineral. Petrol., n. 79, p. 96-105. 1982.

GUIMARÃES, I. G.; AMARAL, M. A. M.; GARCIA, L. R. A. **Uncompahgrito de Tapira, MG**. 31st Congresso Brasileiro de Geologia (anais). Balneário de Camburiú, Santa Catarina, Brazil, n. 4, p. 2050-2058, 1980.

HANEKON, H. J.; STADEN, H.; SMITH, P. J.; PIKE, D. R. **The Geology of the Palabora igneous complex**. Memoir of the Geological Survey of South Africa, n. 54, 1965.

HARTE, B.; WINTERBURN, P. A.; GURNEY, J. J. Metassomatic and enrichment processes in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. In: MENZIES, M. A.; HAWKESWORTH, C. J. (Eds.). **Mantle Metassomatism**. London: Academic Press, 1987. p. 145-220.

HASUI, Y.; CORDANI, U. G. Idades **Potássico-Argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás**. Proceedings of the 22nd Congresso Brasileiro de Geologia, p. 139-143. 1968.

HEINRICH, E. W. **Geology of Carbonatites**. [s.l.]: Rand McNally. 1966.

HOGARTH, D. D. **Classification and nomenclature of the pyrochlore group**. Am. Mineral., n. 62, p. 403–410, 1977.

HOGARTH, D. D. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: BELL, K. (Ed.), **Carbonatites: Genesis and Evolution**. London: Unwin Hyman, 1989. p.105–148.

HUGEHS, J. M.; CAMEROUN, M.; MARIANO, A. N. **Rare-earth elements, Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore deposits**. London. p. 227–255. 1991.
HUSSAK, E. Relatório do Dr. Eugenio Hussak- geólogo da comissão. In: **Relatório da Comissão Exploradora do Planalto Central**. Anexo v., p. 294-319, 1894.

IMBERNON, R. A. L. **Evolução geoquímica e mineralógica dos produtos de alteração intempérica sobre as rochas do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão I, Goiás**. Tese de Mestrado, USP. São Paulo, 1993.

IMBERNON, R. A. L.; OLIVEIRA, S. M. B.; FIGUEIREDO, A. M. G. **Concentração dos ETR nos produtos de alteração intemperica do complexo alcalino carbonatítico de Catalão I, GO**. Bol. Geoc. Centro Oeste 17 (1 /2), p. 25-28, 1994

IONOV, D. A.; HOFMANN, A. W.; SHIMIZU, N. **Metassomatism induced melting in mantle xenoliths from Mongolia**. J. Petrol., in press. 1994.

IRVING, A. J. **Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle**. Am. Journ. Sci., n. 280-A, p. 389-426, 1980.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied Multivariate Statistical Analysis** (3rd Edition). New Jersey: Prentice Hall. 1992.

JUDD, C. M.; McCLELLAND, G. H. **Data Analysis: a Model-Comparison Approach**, 1989.

KAHN, H. **Subprojeto de investigações dos testemunhos de sondagens do minério de fosfato de Catalão**. São Paulo, Paulo Abib Engenharia. Relatório Interno Ultrafértil. Doc 120-01-00-12-20010, 1987.

KAPUSTIN, J. L. **Mineralogija Karbonatitov**. Izd., Nauka, Moskva, 1971.

KAPUSTIN, J. L. **Mineralogy of carbonatites**. Amerind Publishing, New Delhi, 1980.

KATZ, K.; KELLER, J. **Comb-layering in carbonatite dykes**. Nature, n. 294, p. 350–352, 1981.

KEIL, K. **Mineralogic, microscopic, and electron microprobe study of Nb- bearing Brazilian Soil samples.** 1970.

KAHN, H. ; TASSINARI, M. M. M. L. ; RATTI, G. ; MANO, E. S. ; BARROS, L. A. F. ; Ribeiro, C.C. . **Process mineralogy studies of a foscrite ore from Salitre alkaline carbonatitic complex, Brazil** In: Applied Mineralogy'03, , Helsinki.. In: Applied Mineralogy 03, 2003, Helsinki. Applied Mineralogy'03, 2003, Helsinki., 2003.

KAHN, H.; TASSINARI, M. M. M. L. ; RATTI, G.. **Process mineralogy studies of Corrego do Garimpo REE ore, Catalão I alkaline Complex, Goias, Brazil.** Minerals Engineering, v. 14, 2001.

KAHN, H. ; RATTI, G.; TASSINARI, M. M.M.L. ; MANO, E. S. ; BARROS, L. A. F. ;RIBEIRO, C. C.. **Process mineralogy studies of a foscrite ore from Salitre alkaline carbonatitic complex, Brazil.** In: Applied Mineralogy 03, 2003, Helsinki. Applied Mineralogy 03. Falmouth, UK : Minerals Engineering International, 2003.

KHARLAMOV, J. S.; KUDRIAVTSEVA, G. P.; GARANIN, V. K.; KORENNOVA, N. G.; MOSKALYUK, A. A.; SANDAMIRSKAYA, S. M; SHUGUROVA, N. A. **Origin of carbonatites of the Kvdor deposit.** Int. Geol. Rev., n. 23, p. 865-880, 1981.

KLECKA, W. R. **Discriminant Analysis.** Beverly Hills: Sage Publications. 1980.

KLOUVAN, J. E. **R and Q mode factor analysis: in concepts in geostatistics** Springer – Verlag, New York, p. 21-29, 1975.

KUEHN, C. A.; ROSE, A. W. **Geology and Geochemistry of Wall-Rock Alteration at the Carlin Gold Deposit, Nevada.** Economic Geology, v. 87, p. 1697-1721, 1992.

KUKHARENKO, A. A.; ORLOVA, M. P.; BOULAKH, A. G.; BAGDASAROV, E. A.; RIMSKAYA-KORSAKOVA, O. M.; NEFEDOV, E. I.; Ilinsky, G.A., SERGEEV, A. S.; ABAKUMOVA, N. B. **The Caledonian complex of ultrabasic alkaline and carbonatite rocks on Kola peninsula and in Northern Karelia** (geology, petrology, mineralogy and geochemistry). (In Russian). Nedra, Moscow, 1965.

LAFFITTE, P... et al. **Traité d'informatique géologique.** Paris: Masson et Cie Editeurs, 1972.

LAPIDO-LOUREIRO, E. F. Terras Raras no Brasil: Depósitos , Recursos Identificados, reservas. MCT, CNPq, CETEM, Série Estudos e Documentos 21. 183p. 1994

LAPIDO-LOUREIRO, E. F. V.; BARBOSA, B. P. **Rare Earths in Brazil:** Deposits, Identified Resources and Politics. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. The Natural History Museum, 1993, 166 p. Abstracts, p. 7-9. 1993.

LAPIDO-LOUREIRO, F. E. **Amostras de minerais e rochas para testes de aplicação do método de detecção de terras raras por cromatografia:** utilização de papéis Arsenazo. Rio de Janeiro: CPRM, 1991. 116 p.

LAPIDO-LOUREIRO, F. E.; FIGUEIREDO, C. M. V. **Fontes alternativas de terras raras**: Mato Preto, (PR) /Barra do Rio Itapirapuã (SP-PR). São Paulo, Nuclemon /Nuclebrás (Rel. Int.), 1984.

LAPIDO-LOUREIRO, F. E.; NEUMANN, R. **Terras Raras no Brasil**: revisão dos conceitos, depósitos e reservas associados a complexos carbonatíticos (mineralogia, geoquímica e metalogenia). In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4 Vol, Res. Exp.: SBGq, p. 142-143, 1993.

LAPIN, A. V. **Carbonatite differentiation process**. Int. Geol. Rev., n. 21, p. 1243-1052, 1982.

LAPIN, A.V. **Rare Earths in Carbonatite Weathering Crusts - Distribution, Fractionation, Mineral Forms**. Geokhimiya, n. 3, p. 342-357, 1994.

LAPIN, A.V.; VARTIAINEN, H. **Orbicular and spherulitic carbonatites from Sokly and Vuorijardi**. Lithos, n. 16, p. 53-60, 1983.

LE BAS, M. J. **Carbonatite–Nephelinite Volcanism: an African Case History**. London: Wiley, 1977.

LE BAS, M. J. Diversification of the carbonatite. In: BELL, K. (Ed.). **Carbonatites Genesis and Evolution**. London: Unwin Hyman, 1989. p. 428–447.

LE BAS, M. J.; HANDLEY, C. **Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatite igneous rock**. Nature, n. 279, p. 54-56. 1979.

LE MAITRE. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms**: recommendations of the IUGS. Subcommittee on the systematic of igneous rocks. Oxford: Blackwell, 1989. p.193.

CHAVES, Arthur Pinto. **Process mineralogy studies for optimizing the flotation performance of two refractory phosphate ores**. Minerals Engineering, Amsterdam, v. 6, n. 8, p. 907-917, 1993.

LEAL FILHO, Laurindo de Salles; ASSIS, S. M; BARROS, Luiz Antônio Fonseca de; PERES, Antônio Eduardo Clarke. Activation and Depression of Silicates during Anionic Flotation of Igneous Apatites. In: ZHANG, Patrick; EL-SHAIL, Hassanl; SOMASUNDARAN, Ponisseril; STANA, Regis (OrgS.). **Beneficiation of Phosphates: Fundamentals and Technology**. Littleton: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc (SME), 2002. p. 55-65.

LEAL FILHO, Laurindo de Salles; MASINI, Eldon Azevedo; VIANNA, Lonchaney, O. **Metodologia para determinação do teor de MgO oriundo de carbonatos em concentrados apatíticos obtidos via flotação aniônica direta do fosfato de Jacupiranga-SP**. Egatea, Porto Alegre, p. 345-354, 1996.

LEAL FILHO, Laurindo de Salles; SEIDL, Peter Rudolf; CORREIA, Julio Cesar Guedes ; CERQUEIRA, Luis Claudio K. **Molecular Modelling of Reagents for Flotation Processes**. Minerals Engineering, Amsterdam, v. 13, n. 14-15, p. 1495-1503, 2000.

LEE, M.F., GARCIA, D., MOUTTE, J., WILLIAMS, C.T., WALL, F.. Carbonatites and Phoscorites from the Sokli Complex, Finland. In: **Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: example of the Kola Alkaline Province** (F. Wall and A.N. Zaitsev editors) Mineralogical Society Series, 2004, 10 London

LENHARO, S. L. R. **Caracterização mineralógica /tecnológica das apatitas de alguns depósitos brasileiros de fosfatos**. Tese de Mestrado, Escola Politécnica, USP. São Paulo, 1994.

LENHARO, S. L. R.; GUIMARÃES, E. M.; GASPAR, J. C. **Caracterização mineralógica dos minérios micáceos da mina da Fosfertil, no Complexo Carbonatítico Catalão I**, Universidade de Brasília, Relatório Interno Fosfertil, 2000.

LEONARDOS, O. H.; ULBRICH, M. N.; GASPAR, J. C. **The Mata da Corda volcanic rocks**. In: LEONARDOS, O. H.; MEYER, H. O. A., GASPAR, J. C. (Eds.). Field Guide Book of the 5th International Kimberlite Conference. CPRM, Araxá, 1991. (Special Publication 3/91). p. 17-24.

LLOYD, F. Characterization of mantle metasomatic fluids in spinel lherzolites and alkali clinopyroxenites from the West Eifel and South West Uganda. In: MENZIES, M. A.; HAWKESWORTH, C. J. (Eds.), **Mantle Metassomatism**. London: Academic Press, 1987. p. 91-124.

LLOYD, F. E.; BAILEY, D. K. **Complex mineral textures in bebedourite: possible links with alkali clinopyroxenite xenoliths and kamafugitic volcanism**. In: LEONARDOS, O. H.; MEYER, H. O. A., GASPAR, J. C. (Eds.). Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. CPRM, Araxá, 1991. (Special Publication 3/91). p. 263-269.

LOTTERMOSER, B. G. Ore minerals of Mt. Weld Rare earth elements deposit, Western Australia. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 104: B 157-210. 1995.

LOTTERMOSER, B. G. **Rare element resources and exploration in Australia**. Aust. Inst. Mining Metall. Proc., n. 2, p. 49-56, 1991.

LOTTERMOSER, B. G. **Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia**. Lithos, n. 24, p. 151-167, 1990.

LOUGHNAN, F.C.. **Chemical Weathering of the Silicate Minerals**. In: , Elsevier, Amsterdam (1969), p. 154.

LUCAS, J.; FLICOTEAUX, R.; NATHAN, Y.; PRÉVOT, L. E.; SHATAT, Y. **Different aspects of phoscorite weathering, SEPM**. Special Publication, n. 29, p. 41-51, 1980.

LUMPKIN, G. R.; EWING, R. C. **Alpha-decay damage in minerals of the pyrochlore group**. Phys. Chem. Minerals, n. 16, p. 2-20, 1988.

- LUMPKIN, G. R.; EWING, R. C. **Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup**. Am. Mineral. n. 80, p. 732–743, 1995.
- LUMPKIN, G. R.; EWING, R. C. Natural pyrochlores: analogues for actinide host phases in radioactive waste forms. In: **SCIENTIFIC BASIS FOR NUCLEAR WASTE MANAGEMENT**. Materials Research Society Symposia Proceedings, Pittsburgh, n. 44, p. 647-654, 1985.
- MACHADO JUNIOR, D. L. **Geologia do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO)**. Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. Extended Abstracts. SBG, São Paulo, 1992. p. 94-95.
- MACHADO JUNIOR, D. L. **Idades Rb/Sr do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO)**. Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia. Extended Abstracts. SBG, São Paulo, 1992. p. 91-93.
- MAIA, A. **Sumário Mineral. DNPM, 2001**.
www.dnpm.gov.br/assets/galeriadocumento/sumariomineral/TITANIO.doc
- MARIANO, A. N. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: BELL, K. (Ed.), **Carbonatites Genesis and Evolution**. London : Unwin Hyman, 1989. p. 149–176.
- MARIANO, A. N.; MARCHETTO, M. **Serra Negra and Salitre**: carbonatite alkaline igneous complex. In: LEONARDOS, O. H.; MEYER, H. O. A.; GASPAR, J. C. (Eds.). Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. CPRM, Araxá, 75-79 (Special Publication 3/91). 1991.
- MARIANO, A. N.; MITCHELL, R. H. **Mineralogy and geochemistry of perovskite-rich pyroxenites**. 5th International Kimberlite Conference. Araxá - Minas Gerais - Brazil, 1991. p. 251-253.
- MASTRELA, R. **Estudo do Lençol Freático do Complexo Carbonatítico Catalão I**. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo., Dez 2001.
- MCCLELLAN, G. H. **Mineralogy of carbonate fluorapatites**. J. Geol. Soc., London n. 137, p. 675–681. 1980.
- MCCLELLAN, G. H.; LEHR, J. H. **Crystal chemical investigation of natural apatites**. The American Mineralogist, v. 54, n. 9-10, p. 1374-1391. 1969.
- MEHMEL, M. **Differences in the crystal structure and chemical formula of apatite**. Z. Phys. Chem., v. 15, p. 223-241. 1931.
- MELO, M. V. L. C. **Química dos minerais das rochas do Complexo Carbonatítico Catalão II**: implicações petrogenéticas. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1999.
- MENZIES, M. A. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity In: HAWKESWORTH. C. J.; NORRY,

M. J. (Ed.), **Continental Basalts and Mantle Xenoliths**. [s.l.] : Shiva Publishing, 1983. p. 92-110.

MENZIES, M. A.; CHAZOT, G. **Mantle Metasomatism: the transfer of silicate and non silicate melts in the earth's mantle**. International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle. São Paulo – Brazil, 1994. p. 117-36.

MENZIES, M. A.; ROGERS, N.; TINDLE, A.; HAWKESWORTH C. J. **Metasomatic enrichment processes in lithosphere peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction**. In: **Mantle Metasomatism**. London: Academic Press, 1987. p. 313-361.

MITCHELL, R. H.; **Perovskites: Modern and Ancient**. Canadian Cataloguin in Publication Data. Almaz Press Inc. 2002

MITCHELL, R. H.; CHAKHMOURADIAN A. R. **Instability of perovskite in a CO₂-rich environment: examples from carbonatite and kimberlite**. Canadian Mineralogist, n. 36, p. 939-951. 1998.

MIYAWAKY, R.; NAKAI, I. Crystal Chemical aspect of rare earth minerals. In: JONES, Wall (Ed.), **In Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits**. The Mineralogical Society, cap 2, 1996.

MORBIDELLI, L.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. M.; GARBARINO, C.; GOMES, C. B.; GROSSI-SAD, J. H.; RIFFEL, B. F.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. **Aspectos mineralógicos e petrográficos de rochas ultramáficas e carbonatitos do complexo alcalino de Salitre, GO**. Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geoquímica - SBGq, Niterói, 1995. (CD-ROM edição).

MORIKIYO, T.; HIRANO, H.; MATSUHISA, Y. **Carbon and oxygen isotopic composition of the carbonates from the Jacupiranga and Catalão I carbonatite complexes, Brazil**. Bulletin of the Geological Survey of Japan n. 4, p. 619-626. 1987.

MORTEANI, G.; PREINFALK, C. **REE distribution and REE carriers in laterites formed on the alkaline complexes of Araxa and Catalao Brazil**. In: JONES, A. P.; WALL, F.; WILLIAMS, C. T. 1996.

NARAY-SAZBÓ, S. **The structure of apatite, (CaF)CA₄(PO₄)₃**. Zeitschrift für Kristallographie, Kristallogeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie, v. 75, p. 387-398. 1930.

NARAY-SAZBÓ, S. **Der strukturtyp des Perowskits (CaTiO₃)**. Naturwissenschaften 31, 202-203, 1943 in: MITCHELL, R. H.; **Perovskites: Modern and Ancient**. Canadian Cataloguin in Publication Data. Almaz Press Inc. 2002

NASRAOUNI, M. **Le gisement de niobium de Lueshe (nord est de Zaïre): évolutions géochimique et minéralogique d'un complexe carbonatitique en contextes hydrothermal et supergène**. Thèse Docteur, École Nat. des Mines de Paris et École Nat. Sup. Des Mines de Paris, 1996.

- NETO, Y. F. **O perfil Analítico do Pirocloro**. Boletim DNPM 18, 1973. 18 p.
- NETO, Y. F. **O perfil Analítico do Titânio**. Boletim DNPM 23, 1973. 77 p.
- NETO, Y. F. **O Titânio de Catalão**. Relatório interno Fosfertil. Uberaba- MG, 1995
- NEUMANN, R. **Caracterização Tecnológica dos potenciais minérios de Terras Raras de Catalão I**. Tese de Doutorado, USP. São Paulo, 1999.
- NEUMANN, R. **Origem do minério de terras raras do córrego do Garimpo, Catalão - GO**. 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú Bol. Res. Exp. 2, p 182-183, 1994.
- NEUMANN, R.; ALMEID, S. L. M.; DASSIÉ, M. V. C. **Technological characterization of the Corrego do Garimpo rare earth ore, Catalão (GO), Brazil**. Meeting of the Southern Hemisphere on Mineral Processing, 1: p. 259-268. Universty od Concepción. Concepción, Chile, 1994.
- NGWENYA, B. T. **Hydrothermal rare earth mineralization in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: process at the fluid/rock interface**. Geoch. Cosmoch. Acta, n. 58, p. 2061-2072, 1994.
- OLIVEIRA, R. C. ; BROD, J. A. ; RIBEIRO, C.C. ; GASPAR, J.C. ; BARBOSA, E.S.R. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. ; CHABAN, N. . **Petrografia e mineralogia de estruturas orbiculares do Complexo Alcalino-carbonatítico de Salitre, MG**. In: 42 Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá, MG. Anais, 2004. v. CD-ROM. p. 1-2.
- OLIVEIRA, S. M. B. de; IMBERNON, R. A. L. **Weathering and REE concentration in Catalão I carbonatitic complex. Central Brazil**. Journal of South Amer. Earth Sci., n. 11 (4): p. 379-388, 1998.
- PEREIRA, V. P. **Alteração das rochas no maciço alcalino de Anitápolis (SC)**. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 1991.
- PEREIRA, V. P. **Alteração no Maciço Alcalino - Carbonatítico de Catalão I**. Tese de Doutorado em Geociências, IG- UFRGS. Porto Alegre, 1995.
- PEREIRA, V., CONCEIÇÃO, R. V., FORMOSO, M.L.L., PIRES, A.C. **Alteration of Perovskite to Anatase in Silica-undersaturated Rocks of the Catalão I Carbonatite Complex, Brazil: A Raman Study**. Revista Brasileira de Geociências. 35(2):239-244, julho de 2005.
- RAHAL, F. G. **Condições de cristalização da apatita em rochas magmáticas: apatitas em carbonatitos**. [s.l.]: [s.n.], 1987. 20 p.
- RIBEIRO, C. C. **Caractérization sédimentologique et géochimique d'un milieu sédimentaire**. These Docteur de 3^e cicle, Institut National Polytechnique de Lorraine. France, 1984.

RIBEIRO, C. C. **Projeto Terras Raras do Corrégo do Garimpo**. Relatório interno Fosfertil, 1999.

RIBEIRO, C. C. **Reavaliação das reservas de fosfatos da Goiasfertil**. Relatório interno para o DNPM, 1989.

RIBEIRO, C. C. **Relatório de sondagens profundas no corrego do Garimpo**. Relatório Interno Fosfertil, 1998.

RIBEIRO, C. C.; CARVALHO, E. A.; NETO, Y.F. **Tratamento Matemático na Caracterização Tipológica de Minérios de Fosfatos**. Anais do Simpósio de Caracterização Tecnológica na Engenharia e Indústria Mineral. EPUSP- São Paulo, 1990. p. 59-82.

RIBEIRO, C. C.; GASPAR, J. C. **Hydrothermal features in the Catalão I Carbonatite Complex, Goiás**. An. Acad. Bras. Ciênc., December, 2000 v. 72, n. 4. ISSN 0001-3765.

RIBEIRO, C. C.; GASPAR, J. C. **Hydrothermal horizontal layered rocks with monazite and apatite mineralizations in Catalão I complex, Brazil**. Abstract. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000. CD-ROM Abstract volume.

RIBEIRO, C. C.; PEREIRA, M. A. **Utilização do Software Datamine na Cartografia de Tipos Tecnológicos de Minérios na Mina de Fosfato da Goiasfertil – Goiás**. 3rd. Brazilian Datamine Workshop and Users Conference. Caldas Novas – GO, 1995.

RIBEIRO, C.C. & FERNANDES, M.M.C.. **Planejamento Operacional da Mina Goiasfertil . Catalão/ Goiás**. Anais do 2nd Brazilian Datamine Workshop And User's Conference. Guarujá – SP,. 1994

RIBEIRO, C.C. ; BROD, J. A. ; GASPAR, J.C. ; PETRINOVIC, I.A. ; GRASSO, C.B. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. **Textural evidence for liquid immiscibility in the kamafugite-carbonatite association: the alkaline-carbonatite complex of Catalão I, Alto Paranaíba Igneous Province**. In: III Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio, RJ. Anais, 2005. p. 137-141.

RIBEIRO, C.C. ; BROD, J. A. ; PETRINOVIC, I.A. ; GASPAR, J.C. ; JUNQUEIRA-BROD, T. C. **Breccia pipes and explosive magmatic activity in the Catalão I alkaline-carbonatite complex, Goiás, Brazil**. In: II Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 2002, Belém - PA. Boletim de Resumos e Roteiro de Excursão, 2002. p. 87-87.

RIBEIRO, C.C. ; GASPAR, J.C. ; BROD, J. A. **Controle e gênese dos depósitos de monazita no Complexo Carbonatítico de Catalão I**. In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2005, Gramado - RS. Resumos, 2005. v. CD-ROM. p. 1-4.

RIBEIRO, C C. ; BROD, J.A. ; GASPAR, J C ; PETRINOVIC, I. A ; JUNQUEIRA BROD, T. C . **Pipes de Brecha e Atividade Magmática Explosiva no Complexo Carbonatítico de Catalao I, GO**. Revista Brasileira de Geociências, Brasil, v. 31, n. 4, p. 417-426, 2001.

RIBEIRO, C. C. ; BROD, J. A. ; JUNQUEIRA BROD, T. C. ; GASPAR, J C ; PETRINOVIC, I A. . **Mineralogical and field aspects of magma fragmentation deposits in a carbonate phosphate magma chamber: evidence from the Catalão I complex, Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences, Holanda, v. 18, n. 3-4, p. 355-369, 2005*

RICHARD A..Remote Sensing Digital Image Analysis, Springer-Verlag, Berlin.1999, p. 240.

ROBERT, J. L. **Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions.** *Chemical Geology, n. 17, p. 213-227. 1976.*

ROQUIN, C. **Traitement des données en prospection géochimique:** facteurs de variations du signal et sélection de la composante anormale. Thèse Docteur ès-Sciences Naturelles. Université d'Orleans, 1984.

Rose, G., Beschreibung einiger neuer Mineralien vom Ural. Pogendorff Annalen der Physik und Chemie, 48, 551-572, 1839 in: MITCHELL, R. H.; Perovskites: Modern and Ancient. Canadian Catalogue in Publication Data. Almaz Press Inc. 2002

ROSENBLUM, S.; MOSIER, E. L. **Mineralogy and occurrence of europium-rich dark monazite.** U.S. Geol. Prof. Paper, n. 1181, p. 1-67, 1983.

ROUTHIER, P. **Essai critique sur les méthodes de la géologie.** Masson et Cie Editeurs. Paris, 1969.

ROUTHIER, P. **Ou Sont Les Metaux Pour L'Avenir?** Mémoire du BRGM n. 105, 410 p. 1980.

RUDNICK, R. L.; MC DONOUGH, W. F.; CHAPPELL, B. W. **Carbonatite metassomatism in the northern Tanzanian mantle:** Petrographic and geochemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: p. 463-475. 1993.

RUSSEL, H. D.; HIEMSTRA, S. A.; GROENEVELD, D. **The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Tansvaal.** *Trans Geol. Soc. S. Afr.*, n. 57, p. 197-208. 1954.

SAMSON, Liu; WILLIAMSHJONES, W. N. **The Nature of Orthomagmatic Hydrothermal Fluids in the Oka Carbonatite, Quebec, Canada:** evidence from Fluid Inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, n. 59, p. 1963-1977, 1995.

SANT'AGOSTINO, L. M. **Caracterização tecnológica de um depósito mineral:** uma estudo de caso: o nióbio de Catalão I, Goiás. Tese de Doutorado, Escola Politécnica – USP. São Paulo, 1996.

SANTOS, C. N. dos. **Estudo mineralógico e micromorfológico das apatitas da jazida de Tapira (MG):** Correlação com o processo de beneficiamento. Monografia de Trabalho de Formatura. IG –USP. São Paulo, 1998. 50 p.

SANTOS, R. V.; CLAYT, R. N. **Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites**: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, n. 59, p. 1339-1352. 1995.

SEIFERT, W.; KAMPF, H. **Ba-enrichment in phlogopite of a nephelinite from Bohemia**. *European Journal of Mineralogy*, n. 6, p. 497-502. 1994.

SEIFERT, W.; THOMAS, R. **Silicate-carbonate immiscibility**: a melt inclusion study of olivine melilitite and wehrlite xenoliths in tephrite from the Elbe zone, Germany. *Chem. Erde.*, 55, p. 263-279. 1995.

SEN, G.; FREY, T.J.; SHIMIZU, N.; LEEMAN, W.P. **Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii**: rare earth element abundances in mantle xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119: p. 53-69. 1993.

SGARBI, P. B. A.; VALENÇA, J. G. Mineral and rock chemistry of the Mata da Corda kamafugitic rocks MG state, Brazil. In: **International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle**, Sao Paulo, 1995. *Ann. Acad. Bras. Cienc.*, v. 67: p. 257-270, suppl. 2.

SGARBI, P. B. A.; VALENÇA, J. G. **Mineral and rock chemistry of the Mata da Corda kamafugitic rocks (MG State, Brazil)**. Proceedings of the International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle. Extended Abstracts. CPRM/FAPESP, São Paulo, 1994. p. 27-29.

SOKOLOV, S. V. **Carbonates in ultramafics, alkali-rock and carbonatite intrusions**. *Geochim. Int.*, 22: p. 150-166. 1985.

SOKOLOV, S. V. **The genetic unity of the apatite-magnetite ores and carbonatites in alkali-ultrabasic intrusions**. *Geochem. Inter.*, 20: p. 86-98. 1983.

SONOKI, I. K.; GARDA, G. M. **Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental**: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. *Boletim do IG-USP (Série Científica, 19)*, 1988. p. 63-85.

SOUZA, O. M. **Relatório Final de Pesquisa- Mineração Balsamo Ltda**. DNPM no 801.562 /68, 1982. 278 p.

SOUZA, L.E., COSTA, J.F.C.L. & KOPPE, J.C.. **A Geostatistical Contribution to the Use of Resource/Reserves Classification Systems**. Proceedings, 30th International Symposium on Computer Applications in the Mineral Industries (APCOM'2002), Phoenix, Arizona USA, 2002, p. 73-84.

SUZANNE, Y. O.; GRIFFIN, W. L. **Apatite in the mantle**: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos*, 53: p. 217-232. 2000.

SWEENEY, R. J.; THOMPSON, A. B.; ULMER, P. **Phase relations of a natural MARID composition and implications for MARID genesis, lithospheric melting and mantle metassomatism.** Contrib. Mineral Petrol., 115: p. 225-241. 1993

TASSINARI, M. M.M.L.; KAHN, H. **Caracterização Tecnológica do Depósito de Terras Raras Catalão I, GO.** Áreas: Córrego do Garimpo e Lagoa Seca. Boletim Técnico da Escola Politécnica da USP, São Paulo, v. 149, p. 1-23, 2001.

TASSINARI, M.M. M. L. ; KAHN, H.; RATTI, G.; SANT'AGOSTINO, L. M. ; BARROS, L.A. F.; Mortagua, V.J.G. ; Scassiotti Filho, W. . **Characterization of the rare earth's ore deposit from Córrego do Garimpo, GO, Brazil.** In: VI Southern Hemisphere Meeting on Minerals Technology and XVIII Encontro Nacional de Tratamento de Minério e Metalurgia Extrativa, 2001, Rio de Janeiro. IV South Hemisphere Meeting on Mineral Technology / XVIII Encontro Nacional de Tratamento de Minérios e Metalurgia Extrativa. Proceedings. Rio de Janeiro : Centro de Tecnologia Mineral - CETEM/MCT, 2001. v. 1. p. 3-8.

TASSINARI, M. M. M. L. ; KAHN, H.; RATTI, G.; BARROS, L.A. F. ; Mortagua, V.J.G. ; Scassiotti F., W. . **Process mineralogy studies of Corrego do Garimpo REE ore, Catalão-I alkaline Complex, Goiás, Brazil.** In: Applied Mineralogy'01, 2001, Brisbane. Abstracts of Applied Mineralogy'01, 2001. v. único. p. 7-7.

TASSINARI, M.M. M. L. ; KAHN, H. ; RATTI, G. ; SANT'AGOSTINO, L. M. . **REE mineralization from Corrego do Garimpo, Catalão-I alkaline complex, Goiás, Brazil.** In: ICAM'2000, 6th International Congress on Applied Mineralogy, 2000, Göttingen. Applied Mineralogy in research, economy, technology, ecology and culture. Rotterdam : A.A.Balkema Publishers, 2000. v. 1. p. 447-450.

TASSINARI, M. M. M. L. ; MANO, E. S. ; KAHN, H. ; SANT'AGOSTINO, L. M.; RATTI, G.. **Characterization of the rare earth minerals from the saprolitic material, Catalão I alkaline carbonatitic complex, GO.** In: XVII Congresso da Sociedade Brasileira de Microscopia e Microanálise e X Congresso da Sociedade Brasileira de Biologia Celular, 1999, Santos. Acta Microscopica, 1999. v. V.8. p. 137-138.

TASSINARI, M.M. M.L.. **Caracterização tecnológica do depósito de terras raras de Catalão I, GO.** Áreas: Córrego do Garimpo e Lagoa Seca. . 2001. 0 f. Tese (Doutorado em Engenharia Mineral) - Universidade de São Paulo, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

TASSINARI, M. M. M. L.; KHAN, H.; SANT'AGOSTINO, L. M.; RATTI, G.; BARROS, L. A. F. **Caracterização tecnológica preliminar no saprolito mineralizado a terras raras associado ao domo alcalino de Catalão I GO.** Encontro Nacional de Tratamento de Minérios, 17, 1: p. 419-432. Aguas de São Pedro, 1998.

THIERS, E. A. **Characterization of mineral samples and beneficiation studies from a titanium-niobium mineral deposit in Catalão, State of Goiás, Brazil.** Batelle Memorial Institute, Ohio- EUA. Relatório interno Metais de Goiás S.A, 1971.

THOMPSON, A. B. **Water in Earth's upper mantle.** Nature, n. 358, p. 295-302, 1992.

THOMPSON, R. N.; GIBSON, S. A.; MITCHELL, J. G.; DICKIN, P.; LEONARDOS, O. H.; BROD, J. A.; GREENWOOD, J. C. **Migrating Cretaceous–Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume?** J. Petrol, n. 39, p. 1493–1526, 1998.

THOMPSON, R. N.; VELDE, D.; LEAT, P. T.; MORRISON, M. A.; MITCHELL, J. G.; ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C. B. **Alkaline rocks from continental Brazil.** Earth Sciences Reviews, n. 17, p. 135-154, 1981.

TOLEDO, M. C. M. **A série da crandalita no manto laterítico sobre o maciço carbonatítico de Catalão I (GO, Brasil).** Congresso Brasileiro de Geoquímica. Porto Seguro – BA, 1999.

TOLEDO, M. C. M. **Mineralogia dos principais fosfatos do maciço alcalino-carbonatítico de Catalão I (GO) e sua evolução no perfil laterítico.** Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 1999.

TOLEDO, M. C. M. ; FERRARI, V. C. ; SANTOS, C. N. ; ALCOVER NETO, A. ; PARSEVAL, P. ; FONTAN, F. ; RIBEIRO, C. C. . **Lateritic Weathering Effects Over Phosphatic Brazilian Ores: Catalão I And Juquiá (Brasil).** In: 19th INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 1999, Vancouver. ABSTRACTS VOLUME. VANCOUVER. v. 1. p. 142-143.

TOLEDO, M. C. M. ; FONTAN, F. ; OLIVEIRA, S. M. B. ; PARSEVAL, P. ; RIBEIRO, C. C. . **La monacita del Macizo Alcalino Carbonatítico de Catalão I (GO, Brasil).** In: Congresso de Mineralogia e Petrologia da Sociedade Espanhola de Mineralogia, 1999, Madrid. Boletim da Soc. Esp. de Mineralogia. Madrid : Soc. Esp. de Mineralogia, 1999. v. 22A.

TOLEDO, M. C. M. ; OLIVEIRA, S. M. B. ; FERRARI, V. C. ; FONTAN, F. ; PARSEVAL, P. ; RIBEIRO, C. C. . **Mineralogia, morfologia e cristalquímica da monazita de Catalão I (GO, Brasil).** In: VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 2003, Maputo. Resumos. Maputo : Sociedade de Geoquímica, 2003.

TOLEDO, M. C. M. ; PARSEVAL, P. ; FONTAN, F. ; LEROY, G. ; RIBEIRO, C. C. . **Caractérisation des apatites de différentes générations du massif Alcalin Carbonatitique de Catalão I (Goiás, Brasil).** In: Congresso de Mineralogia e Petrologia da Sociedade Espanhola de Mineralogia, 1998, Bilbao. Boletim da Soc. Esp. de Mineralogia. Bilbao : Soc. Esp. de Mineralogia, 1998. v. 21A. p. 202-203.-

TOLEDO, M. C. M.; PARSEVAL, P.H.; FONTAN, F.; LEROY, G.; RIBEIRO, C. C. **Characterization des différentes generations d'apatites du massif alcalin carbonatitic de Catalão I (Goiás, Brasil).** Bol. Soc. Esp. De Mineralogia, 21-A, p. 202-203, 1998.

TORRES, M. G. **Caracterização Mineralógica do Minério Fosfático da Arafertil S.A. no Complexo Carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG.** Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1996.

- TOYODA, K.; HORIUCHI, H.; TOKONAMI, M. **Dupal anomaly of Brazilian carbonatite: geochemical correlation with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source.** *Earth Planet Sci. Lett.*, n. 126, p. 315–331, 1994.
- ULBRICH, H. G. J.; GOMES, C.B. **Alkaline rocks from Continental Brazil.** *Earth Sci. Rev.* n. 17, p. 135–154m, 1981.
- VALARELLI, J. V. **O minério de Nb, Ti e terras raras de Catalão - Go.** Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1971.
- VANDECAR, J. C.; JAMES, D. E.; ASSUMPCÃO, M. **Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces.** *Nature*, n. 378, p. 25–31, 1995.
- VARTIAINEN, H.; WOOLLEY, A. R. **The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland.** *Geological Survey of Finland Bulletin*, n. 280, p. 1–87, 1976.
- VEKSLER, I. M.; TEPTOLEV, M. P. **Conditions for the crystallization and concentration of perovskite-type minerals in alkaline magmas.** *Lithos*, n. 26, p. 177–189, 1990.
- VIEIRA, E. V.; NEUMANN, R.; LINS, F. A. F. **Concentração do minério saprolítico laterítico de terras raras do Corrego do Garimpo, Catalão – GO.** *Encontro Nacional de Tratamento de Minérios*, 17, 2: p. 35-52. Aguas de São Pedro. 1998.
- WALL, F.; MARIANO, A. N. Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centered on the Kangakunde Carbonatite, Malawi. In: JONES, Wall; HALL, Williams Chapman and (Ed.), **Rare Earth Minerals: chemistry, origin and ore deposits.** London: [s.n.], 1986. Chapters 8, p. 193-226.
- WALLACE, M. E.; GREEN, D.H. **An experimental determination of primary carbonatite magma composition.** *Nature*, n. 335, p. 343–346, 1988.
- WALTER, A. V. **Caractérisation géochimique et minéralogique de l'alteration de la carbonatite du Complexe Alcalin de Juquiá (Brésil): comportement des Terres Rares dans le minéraux phosphates.** Thèse, Univ. d'Aix Marseille, 1991. 247 p.
- WASS, S. Y.; HENDERSON, P.; ELLIOT, C. J. **Chemical heterogeneity and metassomatism in the upper mantle: evidence from rare and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia.** *Phil. Trans. R.Soc. Lond.*, n. 297, p. 333-346, 1980.
- WATSON, E. B. **Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite]melt equilibria at pressures to 25kbar.** *Earth Planet, Sci. Lett.*, n. 51, p. 322-325, 1980.
- WATSON, E. B.; LUPULESCU, A. **Aqueous fluid connectivity and chemical transport in clinopyroxene-rich rocks.** *Earth Planet Sci. Lett.*, n. 117, p. 279-294, 1993.

WILSHIRE, H. G. Mantle metasomatism: the REE story. *Geology*, n. 12, p. 395-398, 1984.

WOOLEY, A. R. The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: BELL, K. (Ed.), **Carbonatites: Genesis and Evolution**. London: Unwin Hyman, 1989. p.15–37.

WOOLEY, A. R.; KEMPRE, D. R. C. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and elements distribution. In: BELL, K. (Ed.), **Carbonatites: Genesis and Evolution**. London: Unwin Hyman, 1989. p. 1-14.

WYLLIE, P. J. Experimental studies of carbonatite problems: the origin and differentiation of carbonatite magmas. In: TUTTLE, O. F., GITTINS, J. (Ed.), **Carbonatites**. [s. l.]: [s. n.], 1989. p. 311–352.

WYLLIE, P. J., JONES, A.P., AND DENG, J.. Rare Earth elements in carbonatite-rich melts to crust. Pp 77-103. In: **Rare Earth Minerals: Chemical, Origin and Ore Deposits** (A.P. Jones, F. Wall and C.T. Williams editors) The Mineralogical Society Series, 1996, 7. Chapman & Hall, London.

Anexos

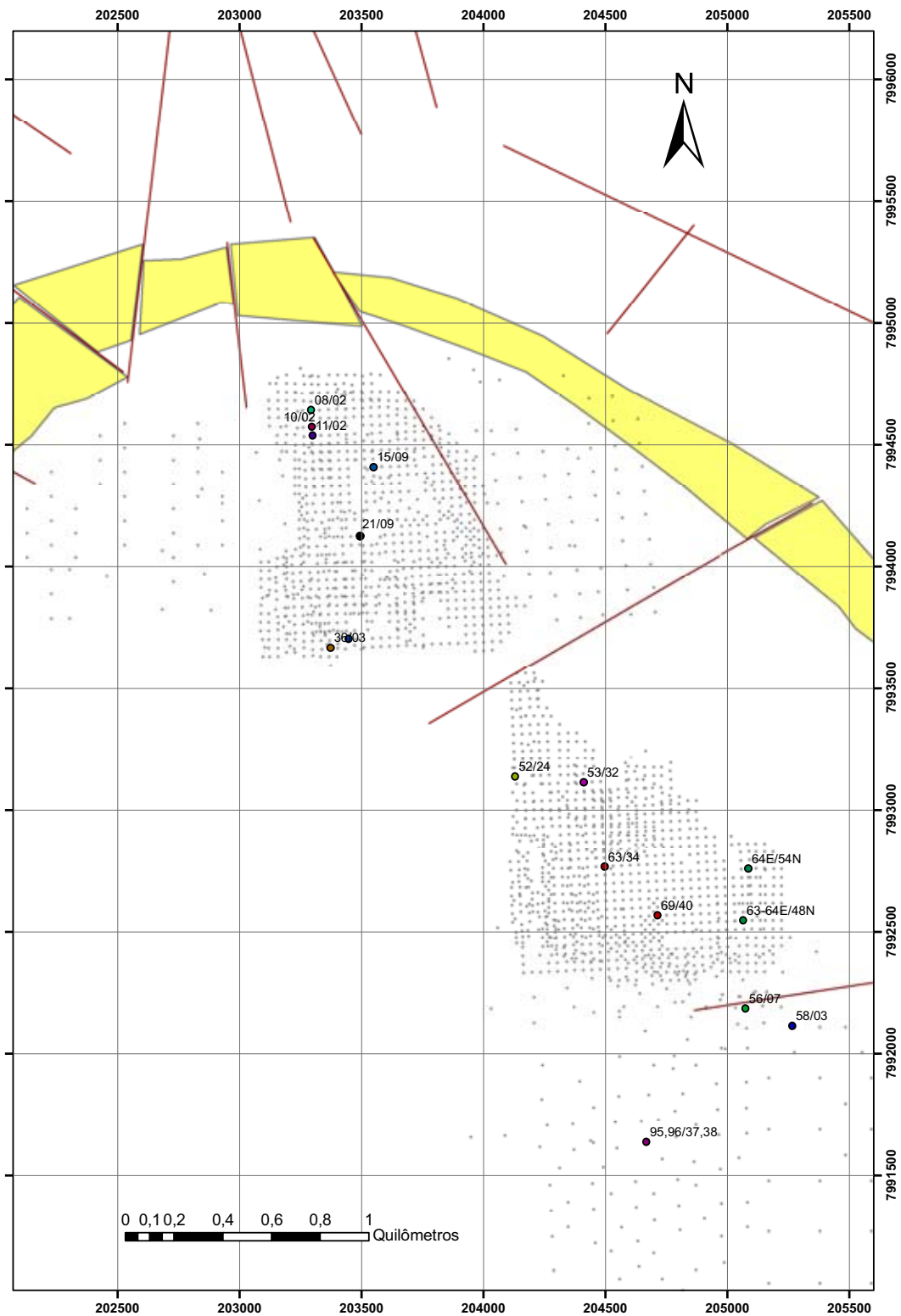


Figura Anexo 01. Mapa de localização dos furos de sonda e dos furos amostrados para análise petrográfica. Parte nordeste do domo em área da Fosfertil. O contorno em amarelo são os quartzitos fenitizados da borda do complexo.