



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**MODELO GEOLÓGICO E AVALIAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS
DO DEPÓSITO DE NIÓBIO MORRO DO PADRE, COMPLEXO
ALCALINO-CARBONATÍTICO CATALÃO II, GO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
No 276**

MATHEUS PALMIERI

Orientador: JOSÉ AFFONSO BROD

BRASÍLIA, 2011



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**MODELO GEOLÓGICO E AVALIAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS
DO DEPÓSITO DE NIÓBIO MORRO DO PADRE, COMPLEXO
ALCALINO-CARBONATÍTICO CATALÃO II, GO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 276

MATHEUS PALMIERI

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientador: JOSÉ AFFONSO BROD

Membros da Banca Examinadora:

José Affonso Brod - UFG/UnB

Hardy Jost - UnB

Carlos Cordeiro Ribeiro - UFG

15/03/2011
BRASÍLIA/DF

Dedico essa dissertação aos meus pais:

Silvio Carmo Palmieri (*in memoriam*)

Heloisa Navarro dos Santos Palmieri (*in memoriam*)

“For those about to rock (we salute you)”

AC/DC, 1981

Agradecimentos

O autor agradece a Anglo American Brasil Ltda. e aos diretores por financiar e liberar os dados sem os quais essa dissertação não existiria, especialmente a Paulo Henrique de Mesquita Netto, Aldo José Duarte Ferrari, Lucio Molinari pelo apoio dado desde o início deste trabalho.

Os colegas geólogos da Mineração Catalão de Goiás Ltda. (Sergio Eduardo e Silva), Copebrás Ltda. (Bruno P. Milanezi, Carlos H. Peters, Thales Nicoli e Jaeder M. Pires), Anglo Divisão de Exploração (Sergio A. Machado, Fernando D. Gonçalves, Giorgio B. Sartorato, Leonardo H. de Sousa, Estela Nascimento, Takato Nakayoshi, Rodrigo Travassos, Jomar S. de Farias e Olavo Caramori Borges, Paulo F. Nascimento) e GRAMA (Tereza C. Junqueira-Brod, José C. Gaspar, Carlos C. Ribeiro, Guilherme S. B. Pereira, Elisa S. R. Barbosa, Pedro F. O. Cordeiro, Anderson A. Oliveira, Marta H. Jácomo e Caroline S. Gomide) merecem meus agradecimentos pelo suporte, pelas boas discussões geológicas que tivemos nesses anos que passaram e pela amizade.

Agradecimentos muito especiais aos grandes professores e amigos José Affonso Brod, Paulo Afonso Ribeiro Barbosa e Luis Carlos de Assis que me ensinaram muito ao longo de quase uma década de convivência e amizade.

Aos meus grandes amigos “das antigas”, aos moradores e ex-moradores da República Kraka-a-toa. Especial agradecimento aos meus grandes amigos Cesar D’Abronzio Martinelli (Cezinha) e Marcelo Juliano de Carvalho (Carreira) que me mostraram o caminho da verdadeira Geologia.

Eterno agradecimento, com muita saudade, aos meus pais que não estão aqui para ver essa dissertação terminada, mas que me deram o que tinham e o que não tinham para que tudo fosse possível na minha vida. Às famílias Palmieri, Navarro e Basile.

Agradecimento especial à minha família querida, Adriana, Zappa, Lola, Miles e Alencar que me aturaram e deram alegria em todos os momentos que estivemos juntos.

Às pessoas que não citei, por esquecimento, mas não por menor importância, obrigado.

Finalmente, agradeço ao bom e velho Rock and Roll.

Resumo

O depósito de nióbio do Morro do Padre, no Complexo Alcalino Carbonatítico Catalão II, foi descoberto na década de 80, porém até 2005 nenhum trabalho representativo havia sido feito para melhor caracterizar a mineralização ali presente. Com as campanhas de sondagem de 2005 a 2010, foi possível realizar a modelagem geológica e econômica tanto da porção alterada quanto da primária do depósito. Técnicas de geoestatística foram utilizadas para entender espacialmente as distribuições das diferentes populações presentes na área. Os dados de geoquímica exploratória foram interpolados por krigagem ordinária para obter teores estimados ao longo de todo o volume mineralizado.

Análises químicas de rocha total e dados de química mineral de pirocloro, bem como estudos mineralógicos e texturais em testemunhos de sondagem e lâminas delgadas polidas auxiliaram na definição de tipos litológicos e evolução magmática do minério primário. Dados mineralógicos e texturais do solo desenvolvido sobre o minério primário, obtidos por microscopia eletrônica e difratometria de raios-x permitiram compreender a distribuição, estrutura e variações do minério supergênico. A modelagem das diferentes rochas e dos corpos mineralizados apoiada nessas informações permitiu estabelecer a geometria, relações de contato e evolução tanto das rochas quanto dos minérios primário e supergênico do depósito de nióbio do Morro do Padre.

O depósito pode ser dividido em três zonas, Superior, Intermediária, e Inferior, sendo que a primeira corresponde ao minério supergênico, coincidente com o manto de intemperismo, e as outras duas a distintos domínios da mineralização em rocha fresca (minério primário).

A zona superior, ou manto de intemperismo, foi modelada levando em consideração os diferentes níveis intempéricos, representados por variações mineralógicas, como o minério caulínico-oxidado, minério do tipo silcrete, e minério micáceo.

A relação direta entre o solo e a rocha é evidenciada pelas zonas estéreis intercaladas com zonas mineralizadas no solo tal qual na rocha fresca. O minério supergênico tem um fator de enriquecimento residual de nióbio de cerca de 30% devido à lixiviação principalmente dos carbonatitos. A porosidade dos solos desenvolvidos

sobre as rochas intrusivas facilitou a percolação de fluidos durante o intemperismo, o que levou à formação de níveis de silcrete, preferencialmente sobre as regiões de minério mais rico. A profundidade destes níveis é controlada pela interface entre o minério caulínítico-oxidado e o minério micáceo, que representa uma superfície de contraste de permeabilidade.

O envelope mineralizado no solo tem orientação principal E-W, possui cerca de 70 metros de profundidade, 475 metros de comprimento na direção leste-oeste, e 100 metros de largura na direção norte-sul e totaliza 2.981.000 toneladas com teor de 1,69 % Nb_2O_5 .

A rocha fresca foi dividida em duas zonas. A zona intermediária, sotoposta à zona superior, consiste de enxame de diques de apatitanelsonito (N1), calciocarbonatito (C1), pseudonelsonito (N2) e magnesiocarbonatito (C2), encaixados em fraturas nos filitos e anfibolitos fenitizados do Grupo Araxá. Nesta zona predominam rochas das unidades N2 e C2, as quais estão espacial e geneticamente relacionadas, uma vez que os pseudonelsonitos N2 formam-se como cumulados nas paredes dos diques de magnesiocarbonatito C2. A geometria dessa zona varia com a profundidade. Nas porções mais profundas, os enxames de diques de nelsonito e carbonatito estão concentrados em uma faixa estreita, que se alarga em direção à superfície. Tal comportamento está provavelmente relacionado com a diminuição da pressão litostática nos níveis superiores, permitindo a ocorrência de um maior número de fraturas abertas por onde os magmas carbonatítico e, em menor intensidade, nelsonítico, puderam percolar.

A zona inferior consiste de um *sill* ou pequena câmara acamadada, onde ciclos sucessivos e rítmicos mostram a evolução dos nelsonitos N1 para os calciocarbonatitos C1 por cristalização fracionada a partir de um magma original nelsonítico.

O depósito de nióbio de rocha fresca, isto é zona intermediária somada à zona inferior, possui 11.518.000 toneladas de recursos de nióbio com teor de 1,48 % de Nb_2O_5 .

O montante total de recursos de nióbio no depósito Morro do Padre (medido+indicado+inferido em minério primário + minério residual) é de 14.499.000 toneladas, a 1,52 % Nb_2O_5 .

Abstract

The Morro do Padre Nb deposit, in the Catalão 2 alkaline-carbonatite complex was discovered in the 80's, but detailed exploration was not undertaken in this deposit until 2005. Extensive drilling campaigns from 2005 to 2010 made it possible to model both the supergene and primary domains of the deposit from the geological and economic point of views. Geostatistics techniques were employed to understand the spatial distribution of the several populations present in the area. Geochemical exploration data were interpolated by ordinary krigging in order to estimate Nb grades throughout the ore.

Whole-rock chemistry, pyrochlore mineral chemistry, and mineralogical and textural studies on drill cores and thin sections, helped to define the lithological types and magmatic evolution of the primary (fresh-rock) ore. The mineralogy and textures determined for the soil cover by means of electron microscopy and X-ray diffractometry allowed the understanding of the distribution, structure and variations in the supergene (residual) ore. The modeling of the various rock-types and ore-bodies supported by these data lead to establish the geometry, contact relationships and evolution of the igneous rocks, as well as of the primary and secondary ore.

The deposit may be subdivided into an upper, intermediate, and lower zones. The first corresponds to the supergene ore, whilst the two later are represented by distinct domains of the primary ore.

The upper zone was modeled taking into account the various levels of weathering intensity, represented by mineralogical changes: kaolinite-oxide ore, silcrete ore, and micaceous ore.

A direct relationship between the soil and the fresh rock is depicted by the intercalations of ore and barren vertical bodies that represent the extension of the fresh rock ore bodies into de soil. The supergene ore shows an Nb enrichment factor of ca. 30% due to the leaching of soluble componentes, especially from the altered carbonatites.

The high porosity of the soil over the alkaline intrusive rocks (particularly nelsonites) favored the infiltration of meteoric waters, leading to the formation of silcrete crusts preferably from the higher-grade ore. The depth of such silcrete levels is controlled by the limit between the kaolinite-oxide ore and the micaceous ore, since this represents a permeability contrast limit.

The ore envelope within the soil cover is elongated E-W, has 70 meters in depth, 475 meters E-W, 100 meters N-S and contains total resources of 2.981 Mt @ 1.69 % Nb₂O₅.

The fresh rock was subdivided in two separate zones (intermediary and lower). The intermediary zone underlies the soil cover and is characterized by dike swarms of apatite-nelsonite (N1), calciocarbonatite (C1), pseudonelsonite (N2) and magnesiocarbonatite (C2), intruded in fenitized phyllites and amphibolites of the Precambrian Araxá Group. This zone is dominated by N2 and C2 rocks, which are geographically and genetically associated, since N2 pseudonelsonites precipitate as cumulates on the walls of the C2 magnesiocarbonatites. The geometry of the intermediary zone varies from a narrow zone with nelsonite and carbonatite dike swarms in deeper levels to a wider zone towards the surface, probably due to the decrease in lithostatic pressure, thus leading to a larger number of open fractures through which the magmas (particularly carbonatite, less so nelsonite) were able to percolate.

The lower zone consists of a rhythmically layered sill or small magma chamber, where successive cycles of differentiation and magma replenishment show that the N1 nelsonites evolved to the C1 calciocarbonatites by fractional crystallization.

The Nb resources in fresh rock (i.e. Intermediate Zone + Lower Zone) amount to 11.518 Mt @ 1,48 % Nb₂O₅.

The total Nb resources of the deposit (measured + indicated + inferred; primary + secondary ore) is 14.499 Mt @ 1,52 % Nb₂O₅.

Sumário

1	INTRODUÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO	1
1.1	INTRODUÇÃO	1
1.2	HISTÓRICO	1
1.3	LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FIOGRAFIA	2
1.4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
1.5	SÉRIES PETROGENÉTICAS NOS COMPLEXOS CARBONATÍTICOS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA	6
1.6	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	8
1.7	GEOLOGIA DO COMPLEXO CATALÃO II	11
2	AVLIAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS NO DEPÓSITO DE NIÓBIO MORRO DO PADRE	14
2.1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	14
2.2	BASE DE DADOS	15
2.3	CONTROLE DE QUALIDADE DAS AMOSTRAS (QA/QC - <i>QUALITY ASSURANCE / QUALITY CONTROL</i>)	17
2.4	DESCRIÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM (LOGS DE SONDAGEM)	18
2.1	MODELAGEM GEOLÓGICA E MODELAGEM DE RECURSOS MINERAIS NO PERFIL DE ALTERAÇÃO	19
2.2	MODELAGEM GEOLÓGICA E MODELAGEM DE RECURSOS MINERAIS EM ROCHA FRESCA	24
2.2.1	<i>Estudo Estatístico do envelope de minério</i>	28
2.2.2	<i>Estudo Geoestatístico do envelope de minério</i>	32
2.2.3	<i>Interpolação de teores (Krigagem Ordinária)</i>	36
2.2.4	<i>Validação da interpolação (Krigagem Ordinária)</i>	39
2.2.5	<i>Determinação da Densidade</i>	42
2.2.6	<i>Classificação de recursos minerais</i>	45
3	GEOLOGICAL MODELING OF THE MORRO DO PADRE NB DEPOSIT, CATALÃO 2 PHOSCORITE-CARBONATITE COMPLEX, BRAZIL (ARTIGO A SER SUBMETIDO À ECONOMIC GEOLOGY)	47
3.1	INTRODUCTION	48
3.2	REGIONAL GEOLOGIC SETTING	49
3.3	THE CATALÃO ALKALINE-CARBONATITE-PHOSCORITE COMPLEXES	51
3.4	GEOLOGY OF THE CATALÃO 2 COMPLEX	51
3.5	GEOLOGICAL MODELING OF THE DEPOSIT	56
3.5.1	<i>Methods</i>	56
3.5.2	<i>Results and discussion</i>	58
3.5.3	<i>Pyrochlore chemistry</i>	78
3.5.4	<i>Conclusions</i>	81
3.5.5	<i>Acknowledgements</i>	84
3.5.6	<i>References</i>	84
4	CONCLUSÕES	88
5	ANEXOS	95

Índice de Figuras

<i>Figura 1-1 Composição colorida de imagem de satélite mostrando a localização das cidades de Catalão e Ovidor e dos Complexos Alcalinos de Catalão I e Catalão II.</i>	<i>3</i>
<i>Figura 1-2 Mapa geológico da Província Ígnea do Alto Paranaíba, mostrando os complexos alcalino-carbonatíticos plutônicos e numerosas intrusões de kimberlitos e kamafugitos de pequeno porte. Note a ampla área coberta pelas lavas e piroclásticas kamafugíticas do Grupo Mata da Corda. Adaptado de Oliveira et al. (2004),</i>	<i>5</i>
<i>Figura 1-3 Esquema de classificação de rochas da série bebedourítica proposto por Brod et al. (2004).</i>	<i>7</i>
<i>Figura 1-4 Esquema de classificação de rochas da série foscóritica segundo Yegorov (1993).....</i>	<i>8</i>
<i>Figura 1-5 Classificação química de rochas da série carbonatítica segundo Woolley & Kempe (1989)</i>	<i>8</i>
<i>Figura 1-6 Mapa Geológico da Região de Catalão, com a localização dos complexos alcalinos de Catalão I e II. Adaptado de Oliveira et al. (2004).</i>	<i>9</i>
<i>Figura 1-7 Resultados de levantamento magnetométrico aéreo (sinal analítico) dos complexos de Catalão I (a SE) e Catalão II (a NW), superposto a imagem de radar. A anomalia magnética na porção oeste de Catalão I corresponde a uma barragem de rejeito rico em magnetita</i>	<i>10</i>
<i>Figura 1-8 Mapa Geológico do Complexo Catalão II. A área com estruturas concêntricas na porção norte representa uma intrusão exposta, que contém o depósito de fosfato Coqueiros. As áreas dominadas por diques na porção sul são os depósitos de nióbio do Morro do Padre, Mina Boa Vista e o Alvo Marcos. A pequena área de diques de nelsonito e carbonatito no interior da intrusão Coqueiros é o depósito de nióbio Fazenda Mineração.</i>	<i>12</i>
<i>Figura 2-1 Mapa de localização dos furos de sonda no depósito de Nb do Morro do Padre.</i>	<i>16</i>
<i>Figura 2-2 Log de sondagem padrão, mostrando a relação da rocha (coluna LITHO), susceptibilidade magnética (coluna SM) e teor de Nb₂O₅ (coluna NB2O5). Código das diferentes rochas e solo na legenda: AA- aloterita amarela; AV – aloterita vermelha; BR – brecha; CB – carbonatito, FEN (branco) – fenda; FEN (magenta) – fenito; FL – flogopitito; FLAP – flogopita apatitito; FO – foscórito; IS – isalterita; NL – nelsonito; PI – picrito; PX – piroxenito; RA – rocha alterada; SED – sedimentos lacustres; SIE – sienito; SX – silexito.</i>	<i>20</i>
<i>Figura 2-3 Contorno do corpo mineralizado no solo, no Depósito Morro do Padre, com base nos dados de avaliação de Assis (2009).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 2-4 (a) mapa de localização das sondagens no Depósito Morro do Padre (projeção no plano horizontal) com teores de nióbio espessos em cores e barras laterais. Cores quentes com barras maiores indicam altos teores de Nb₂O₅, coloração azul indica teores abaixo do teor de corte. (b) Seção geológica do minério na zona intemperizada do depósito (Assis, 2009).</i>	<i>23</i>
<i>Figura 2-5 Fluxograma de seleção de amostras para estimativa de recursos minerais. Os histogramas mostram o suporte das amostras, primeiro, amostras com tamanhos variáveis, segundo com suporte regularizado.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 2-6 Histogramas de teores de nióbio, mostrando o efeito do desagrupamento. (esquerda) amostras agrupadas; (direita) amostras desagrupadas.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 2-7 Histogramas de Nb₂O₅. À esquerda, freqüência de teores para amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	<i>29</i>

<i>Figura 2-8 Histogramas de Fe₂O₃. À esquerda, freqüência de teores para amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	30
<i>Figura 2-9 Histogramas de P₂O₅. À esquerda, freqüência de teores em amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores em amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	30
<i>Figura 2-10 Histogramas de TiO₂. À esquerda, freqüência de teores em amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores em amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	31
<i>Figura 2-11 Histogramas de Cu. À esquerda, freqüência de teores para amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	31
<i>Figura 2-12 Histogramas de SiO₂. À esquerda, freqüência de teores para amostras localizadas dentro do envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras localizadas fora do envelope de minério.</i>	32
<i>Figura 2-13 Variograma modelado para a variável Nb₂O₅.</i>	32
<i>Figura 2-14 Variograma modelado para a variável Fe₂O₃.</i>	33
<i>Figura 2-15 Variograma modelado para a variável P₂O₅.</i>	33
<i>Figura 2-16 Variograma modelado para a variável TiO₂.</i>	34
<i>Figura 2-17 Variograma modelado para a variável Cu.</i>	34
<i>Figura 2-18 Variograma modelado para a variável SiO₂.</i>	35
<i>Figura 2-19 Elipsóide de busca, com eixo leste-oeste de 70 metros de raio, 40 metros de raio na direção norte-sul e 230 metros de raio na direção vertical.</i>	38
<i>Figura 2-20 Modelo de solo (minério supergênico) e rocha fresca (minério primário). A superfície cinza representa o contato solo/rocha. As linhas verdes representam os furos de sonda.</i>	39
<i>Figura 2-21 Comparação do histograma de teores de Nb₂O₅ nas amostras (à esquerda) e no modelo de blocos (à direita).</i>	40
<i>Figura 2-22 Gráfico mostrando análise de tendência na direção leste-oeste.</i>	41
<i>Figura 2-23 Gráfico mostrando análise de tendência na direção norte-sul.</i>	42
<i>Figura 2-24 Gráfico mostrando análise de tendência na direção vertical.</i>	42
<i>Figura 2-25 Esquema demonstrativo do procedimento de coleta de dados para ensaio de densidade.</i>	43
<i>Figura 2-26 Em (A) medição longitudinal (04 medidas) do fragmento de testemunho. Em (B) medição do diâmetro (06 medidas). Em (C) medição da massa. Em (D) verifica-se todo material utilizado: paquímetro digital, balança digital, pesos padrão e planilha de registro e planilha de registro em papel (back up).</i>	44
<i>Figura 2-27 Histograma mostrando a freqüência de ocorrência de medidas de densidade obtidas através de medidas feitas em testemunhos de sondagem.</i>	44
<i>Figura 2-28 Relação geral entre resultados de exploração mineral, recursos minerais e reservas de minério (JORC, 2004).</i>	45
<i>Figura 2-29 Relação entre massa e teor para diferentes teores de corte no minério de níobio do Depósito Morro do Padre.</i>	46
<i>Figure 3-1 Geological map of the Alto Paranaíba Igneous Province, showing the large alkaline-carbonatite complexes and numerous small kamafugite/kimberlite intrusions. Also note the</i>	

large area covered by the Mata da Corda kamafugitic lavas em pyroclastics. Adapted from Oliveira et al. (2004).....	50
Figure 3-2 Geological Map of the Catalão II Complex. The concentricly zoned area of alkaline rocks in the northern portion forms the Coqueiros phosphate deposit. Areas dominated by dikes in the southern portion are niobium deposits (Morro do Padre, Boa Vista Mine, and Marcos Target. The small area of nelsonite and carbonatite dikes within the Coqueiros intrusion is the Mineração Farm Nb deposit. After Palmieri (2011).	52
Figure 3-3 Airborne geophysics (magnetometry, analytical signal) of the Catalão 1 and 2 complexes, superimposed to a radar image. The westernmost magnetic anomaly in the Catalão 1 complex is a magnetite-rich waste dam from phosphate mining.....	54
Figure 3-4 3D modeling of the magnetic anomalies at the Morro do Padre deposit, Boa Vista Mine, and Marcos target, showing that these occurrences may be connected at depth to a source beneath Morro do Padre	55
Figure 3-5 Results of the ground magnetometry (total field) survey of the Morro do Padre deposit. Note the two separate E-W areas of increased magnetic intensity.	55
Figure 3-6 Drilling grid at Morro do Padre Deposit. The grid is 25 x 25 meters for the oxide ore and 50 x 50 for fresh-rock ore.	57
Figure 3-7 Summary of the ore and gangue varieties in the Morro do Padre – Boa Vista – Marcos areas. Niobium grade is controlled by the abundance of nelsonite or nelsonitic protolith in each level. Soil type classification according to the suggestions of (Oliveira & Imbernon, 1998) for the Catalão I complex. Not to scale.	58
Figure 3-8 Modeled ore envelope and the limits between the Upper, Intermediate and Lower zones.....	60
Figure 3-9 Geological section showing the model for ore types distribution in the Upper and Intermediate Zones of the Morro do Padre deposit.	61
Figure 3-10 Mineralogical and chemical characteristics of the ore in the weathered zone of the Morro do Padre Deposit. (A) CaO/P ₂ O ₅ plot for the oxidized zone of the Morro do Padre Deposit. CaO contents lower than the P ₂ O ₅ contents indicate the presence of gorcexite or other aluminous secondary phosphate. On the other hand CaO/P ₂ O ₅ >1.3 indicates the presence of apatite (shaded area of the plot); (B) Abundance relationships between kaolinite and interstratified phyllosilicates (partially altered micas). Note the sharp contact between the kaolinite-oxide zone (in green) and the micaceous zone (in blue). (C) SiO ₂ /quartz ratio in the oxidized ore zone of the Morro do Padre Deposit. Depth intervals in green show enrichment in quartz generated by weathering, through destruction of the mica structure and remobilization of silica. (D) BaO and LREE (La to Nd) variation with depth. Note that there is a general tendency for enrichment towards the surface indicating that both barium and rare-earths are concentrated by weathering.	64
Figure 3-11 Textural and compositional variations of Ba-pyrochlore in the weathered zone. A) Pyrochlore replacement by an assemblage of secondary phosphates, rutile/anatase and zirkelite, in the kaolinite-oxide ore. B) concentric oscillatory zoning of Ba- and Nb- rich pyrochlore (light gray) with zones rich in P, Al, Fe, and Zr, in the kaolinite-oxide ore. C) More homogeneous pyrochlore from the micaceous ore. D) Pyrochlore intergrown or replaced by quartz in the silcrete ore.....	65
Figure 3-12 Geological maps of the 800m, 650m, and 430m elevation levels within the intermediate zone of the Morro do Padre deposit, showing the progressive separation between	

the calciocarbonatite and the magnesiocarbonatite/pseudonelsonite (see text) association with increasing depth. Scale bars are 100 m long.....	68
Figure 3-13 Nelsonite facies occurring in the Morro do Padre deposit; (A) homogeneous apatite-rich N1 nelsonite; (B) pegmatoidal, apatite-poor N1 nelsonite (C) detail of the wall of a carbonatite pocket in N2 pseudonelsonite (see text), showing an aggregate of magnetite and apatite, similar to the rock shown in "A" (left side) and the carbonatite with scattered (glomeroporphyritic) clusters of magnetite + apatite + phlogopite (right side). (D) pseudonelsonitic incrustations and carbonatite pockets, the latter probably representing the channels through which the carbonatite magma has flown. (E) pseudonelsonite composed mainly of magnetite (magnetite); (F) phlogopite-rich pseudonelsonite. Note that in (E) and (F) the carbonate pockets are much smaller, possibly representing cases where the dike was nearly clogged by pseudonelsonite incrustations. Scale bars are 1 cm long.	71
Figure 3-14 Hand-sample aspects of carbonatites, phlogopite picrites and fenitized country rocks in the Morro do Padre Deposit. (A) magnesiocarbonatite with pyrrhotite; (B) pyrochlore-rich phlogopite magnesiocarbonatite; (C) fine-grained phlogopite picrite showing carbonate globules. (D) conduit breccia composed mostly of carbonatite fragments in a phlogopite picrite groundmass; (E) fenitized amphibolite from the deep zone;(F) fenitized phyllite cut by a carbonatite dike and veins.	74
Figure 3-15 Microphotographs of Morro do Padre rocks. (A) Green pyrochlore with magnetite and tetra-ferriphlogopite, deposited on the wall of a magnesiocarbonatite pocket in N2 pseudonelsonite. (B) Zoned euhedral pyrochlore with apatite and phlogopite in N1 apatite-nelsonite;(C) Concentrically zoned late-stage tetra-ferriphlogopite and anhedral pyrochlore in magnesiocarbonatite pocket in pseudonelsonite from the intermediate zone; (D) rounded apatite grains with tetra-ferriphlogopite in carbonatite;	75
Figure 3-15 (continued) (E) Apatite showing a densely-packed arrangement of apatite crystals, with patches of interstitial phlogopite and carbonate; (F) Association of magnetite, zoned tetra-ferriphlogopite, apatite and pyrochlore crystallized on the wall of a magnesiocarbonatite pocket in a pseudonelsonite from the intermediate zone; (G) Apatite and tetra-ferriphlogopite crystallized on the wall of magnesiocarbonatite pocket in pseudonelsonite from the intermediate zone; (H) Chalcopyrite and bornite associated with magnetite and pyrochlore (euhedral, dark gray crystals) in pseudonelsonite. Scale bars = 1 mm, except (G) = 0.25 mm.	76
Figure 3-16 Cyclic layered units in the deep ore zone of the Morro do Padre Nb Deposit. Note the progressive change in abundance of the rock types from dominant apatite nelsonite in the bottom to dominant pegmatoidal nelsonite and calciocarbonatite at the top. Also shown is the variation of P_2O_5 , Nb_2O_5 and REE_2O_3 in the apatite nelsonites (blue solid line) and the variation of P_2O_5 and Nb_2O_5 in 2.5 m - long composite samples used for the mineral exploration and deposit evaluation.	78
Figure 3-17 Tetrahedral diagrams showing a comparison of pyrochlore chemistry in similar rocks from the Morro do Padre Deposit and from the Catalão 1 Nb deposits. (a) and (b) oxides of typical constituents of the A-site in the pyrochlore structure. (c) and (d) oxides of typical constituents of the B-site in pyrochlore structure. Data for Catalão 1 pyrochlores from Cordeiro et al. (2011b)	80

Índice de Tabelas

<i>Tabela 2.1 Diferentes campanhas de sondagem com seus dados de produção (número de furos executados por ano, profundidade média dos furos de cada campanha e total de metros perfurados).....</i>	<i>15</i>
<i>Tabela 2.2 Dados exploratórios utilizados na modelagem do corpo mineralizado em perfil de intemperismo do Morro do Padre (Assis, 2009).....</i>	<i>22</i>
<i>Tabela 2.3 Recursos do minério supergênico do depósito de nióbio do Morro do Padre (Assis, 2009)</i>	<i>24</i>
<i>Tabela 2.4 Comparação entre teores dos diferentes óxidos dentro e fora do corpo de minério.</i>	<i>29</i>
<i>Tabela 2.5 Parâmetros gerados na análise variográfica do minério primário de nióbio do depósito Morro do Padre</i>	<i>35</i>
<i>Tabela 2.6 Parâmetros de busca para interpolação de variáveis na avaliação do minério primário de nióbio do depósito Morro do Padre.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabela 2.7 Comparação dos teores das amostras e dos blocos krigados</i>	<i>40</i>
<i>Tabela 2.8 Recursos minerais totais no Depósito de nióbio Morro do Padre, avaliados utilizando Datamine Studio 2 e informados segundo Código JORC.</i>	<i>46</i>
<i>Table 3.1 Niobium resources in the Morro do Padre Deposit</i>	<i>59</i>
<i>Table 3.2 Modelled dimensions of the ore zones in Fig. 3.8.....</i>	<i>59</i>
<i>Table 3.3 Log of the upper part of the CQ93 drilling, with the description of the analysed samples.....</i>	<i>62</i>
<i>Table 3.4 Global major element analyses for the sampled intervals shown in Table 3</i>	<i>62</i>
<i>Table 3.5 Global trace element analyses for the sampled intervals shown in Table 3.3</i>	<i>63</i>
<i>Table 3.6 Representative whole-rock chemical analyses of the main rock types present in the Morro do Padre Deposit.</i>	<i>73</i>
<i>Table 3.7 Average composition of pyrochlore from the Morro do Padre deposit, by rock type and in the soil.</i>	<i>79</i>

1 CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

1.1 INTRODUÇÃO

A presente Dissertação é parte integrante do Curso de Mestrado em Geologia Econômica e Prospecção do autor junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

O trabalho teve como objetivo a caracterização geológica e avaliação estatística do minério de nióbio do Depósito Morro do Padre, no Complexo Alcalino-Carbonatítico-Foscorítico de Catalão II, Goiás, e a elaboração de um modelo geológico que permitisse compreender a estrutura e a evolução da mineralização primária em rocha fresca e suas relações com a mineralização supergênica.

A dissertação está estruturada em 4 capítulos. No capítulo 1 são abordados o histórico do conhecimento sobre a região, e o contexto geológico no qual se situam o Complexo de Catalão II e o depósito de Nb do Morro do Padre. O capítulo 2 descreve os métodos utilizados para elaboração dos modelos estatísticos e determinação dos recursos e reservas de acordo com os preceitos do Código JORC (2004). O capítulo 3 consiste de um artigo para submissão ao periódico *Economic Geology*, versando sobre as características, subdivisão, e evolução geológica do depósito Morro do Padre. O capítulo 4 sumariza as conclusões do trabalho.

1.2 HISTÓRICO

Nas regiões sudeste de Goiás e noroeste de Minas Gerais está situada a Província Alcalina do Alto Paranaíba (APIP, Gibson *et al.*, 1995), uma importante província mineral do Brasil, onde ocorrem ambientes geológicos favoráveis a mineralizações de diamante em kimberlitos e aluviões, e de nióbio, fosfato, titânio, vermiculita, terras raras e barita, entre outros, associados a corpos máfico-ultramáficos alcalinos Cretáceos, intrudidos em terrenos Pré-Cambrianos. Exemplos destes últimos são os Complexos de Araxá, Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão I e II.

Os complexos de Catalão I e II contêm uma grande variedade de mineralizações, incluindo nióbio, fosfato, terras raras, titânio, vermiculita e barita (Carvalho, 1974a; 1974b; Carvalho & Araújo, 1974; Carvalho & Bressan, 1981; 1997; Baecker, 1983; Gierth et al., 1985; Gierth & Baecker, 1986; Machado Junior, 1991; Fava, 2001; Brod et al., 2004; Ribeiro et al., 2005b; Ribeiro, 2008; Palmieri et al., 2006; Grasso et al., 2006), com potencial também para outros bens minerais como cobre, urânio, tório e magnetita. Dentre estes, operações minerais para fosfato e nióbio ocorrem atualmente nos complexos, e barita é esporadicamente explorada como sub-produto.

Considerando os recursos minerais já conhecidos nos complexos de Catalão I e II, e o potencial para sua ampliação e descoberta de novos recursos, a Anglo American Brasil Ltda. intensificou, a partir de 2005, os estudos geológicos nos dois complexos, por meio de um expressivo adensamento da malha de sondagem, e estudos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos, para consolidar as informações existentes e definir os recursos minerais associados a novos corpos de minério porventura existentes, visando seu aproveitamento econômico. Esta campanha detectou a presença de novos depósitos de nióbio e fosfato no complexo Catalão II, os quais podem ser incorporados, de imediato, ao projeto minero-metalúrgico já existente no âmbito das empresas de mineração Copebrás Ltda e Mineração Catalão de Goiás Ltda. Dentre os novos depósitos descobertos, figura o depósito de Nb do Morro do Padre, objeto da presente dissertação.

1.3 LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FISIOGRAFIA

A área em estudo localiza-se na folha SE.23-Y-A-I, cerca de 20 km a NNE da cidade de Catalão (Fig. 1.1), no sudeste do Estado de Goiás, próximo à divisa com o Estado de Minas Gerais, na bacia hidrográfica do Rio Paranaíba. A cidade de Catalão está às margens da rodovia BR-050, asfaltada, que a liga às cidades de São Paulo e Brasília. As ligações rodoviárias com os principais centros do País são asfaltadas e de razoável manutenção, e dão acesso a Brasília (305 km), Goiânia (256 km), São Paulo (720 km), Uberlândia (100 km), Belo Horizonte (750 km) e Rio de Janeiro (1.140 km). Por ferrovia também se tem acesso a grandes centros do país como Brasília (375 km), Goiânia (363 km), São Paulo (862 km), Belo Horizonte (700 km) e Rio de Janeiro (1.265 km).

O acesso ao Complexo Catalão II é feito a partir de Catalão, pela BR-050, em direção a Brasília. Percorre-se cerca de 20 km, para tomar, à esquerda, estrada de terra (antigo traçado da BR-050) e estradas vicinais que demandam às fazendas da região, para se chegar aos locais da pesquisa.

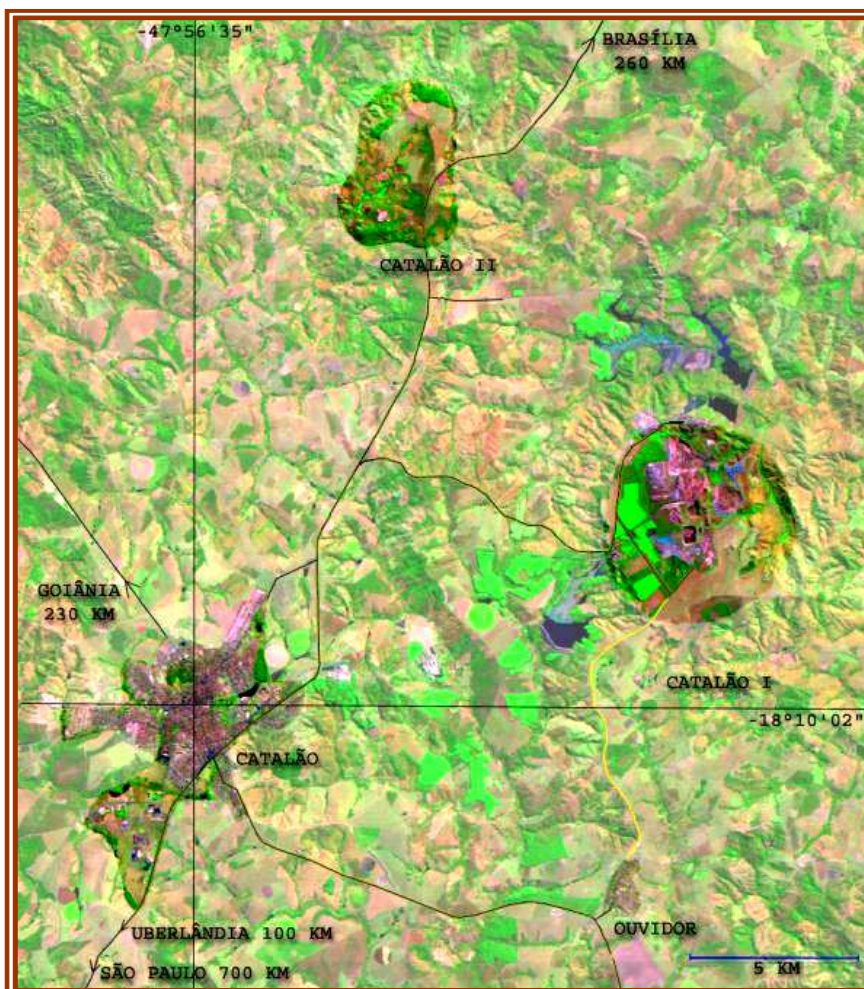


Figura 1-1 Composição colorida de imagem de satélite mostrando a localização das cidades de Catalão e Ouidor e dos Complexos Alcalinos de Catalão I e Catalão II.

A região é de planalto profundamente dissecado, dominada por rochas metassedimentares e metavulcânicas proterozóicas da Faixa Brasília (Grupo Araxá), com dois tipos principais de relevo. O primeiro corresponde a micaxistos de granulação grossa onde predomina um relevo suavemente ondulado, destacando-se elevações alongadas de quartzitos, alinhadas segundo NW-SE. O segundo corresponde a filitos e sericita-xistos finos que ocorrem a NE dos complexos alcalinos e mostra um relevo bem mais acidentado e vales mais profundos.

O Complexo Catalão I destaca-se como um platô elíptico, com eixo N-S de aproximadamente 6,0 Km, e eixo E-W de cerca de 5,5 km. É constituído por um núcleo

de rochas ígneas, com encaixantes metamórficas, arqueadas em um domo por efeito da intrusão. O domo, truncado pela superfície de aplainamento, coincide com o próprio platô, e está preservado devido à existência de um anel resistente de quartzito em torno do corpo ígneo. Dentro do domo, a ação do intemperismo sobre as rochas alcalinas foi particularmente intensa, originando espessa cobertura de solo que pode atingir 250 m. As feições morfológicas neste local são pouco expressivas, sobressaindo apenas pequenas elevações irregulares, constituídas de cangas ricas em magnetita.

Catalão II, ao contrário, não possui auréola de rochas resistentes ao intemperismo, o que resultou em expressão topográfica menos conspícua e permitiu o desenvolvimento de uma bacia de drenagem, com a conseqüente erosão parcial da cobertura de solo. Não obstante, um perfil de intemperismo substancial, com cerca de 80 m de espessura está ainda preservado sobre o complexo. O complexo tem uma forma elíptica, com eixo NW de cerca de 4,5 km e eixo NE de cerca de 2,5 km.

A drenagem obedece padrão regional dendrítico, particularmente acentuado na zona defilitos e sericita-xistos finos. Sobre os micaxistos grossos este padrão pode tender a sub-retangular, com as drenagens principais seguindo a direção geral da xistosidade. Próximo às intrusivas, particularmente Catalão I, a drenagem tem padrão radial-anelar característico, ressaltando a estrutura dômica. No complexo Catalão II toda a drenagem tende para SSW, com uma única saída, pelo Córrego Coqueiros.

1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas alcalinas do Cretáceo Superior, que ocorrem no sul de Goiás e no oeste de Minas Gerais foram agrupadas sob a designação de Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), por Gibson et al. (1995). Esta província estende-se por 25.000 km² e consiste principalmente de lavas e plugs kamafugíticos, com diatremas kimberlíticos subordinados e complexos alcalino-carbonatíticos plutônicos. A intensa atividade magmática que gerou a província é interpretada como o resultado do impacto da pluma mantélica de Trindade, sob a litosfera continental do Brasil Central a cerca de 90 Ma, ocasionando a fusão parcial do manto litosférico metassomatizado sobrejacente e a produção volumosa de magmas ultrapotássicos (Gibson et al., 1995; Thompson et al., 1998).

Os complexos alcalino-carbonatítico-foscoríticos da APIP (Fig. 1.2) têm caráter ultrapotássico e afinidade kamafugítica (Brod et al., 2000; 2004), e são cogenéticos com

os numerosos diatremas e *plugs* kamafugíticos que ocorrem na província, bem como com as lavas e piroclásticas kamafugíticas do Grupo Mata da Corda (Leonardos et al., 1991; Sgarbi & Gaspar, 2002; Sgarbi et al., 2004; Araújo et al., 2001).

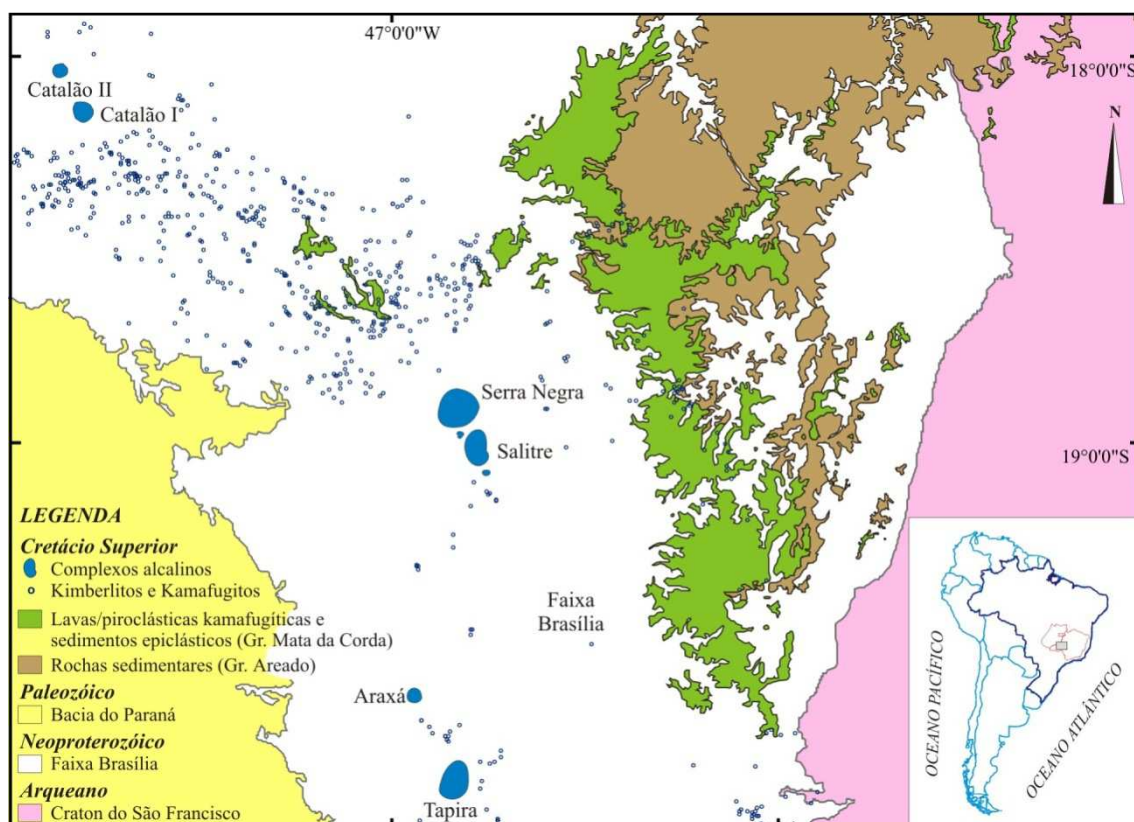


Figura 1-2 Mapa geológico da Província Ígnea do Alto Paranaíba, mostrando os complexos alcalino-carbonatíticos plutônicos e numerosas intrusões de kimberlitos e kamafugitos de pequeno porte. Note a ampla área coberta pelas lavas e piroclásticas kamafugíticas do Grupo Mata da Corda. Adaptado de Oliveira et al. (2004).

A província é um importante distrito mineral brasileiro, especialmente em função dos depósitos econômicos de nióbio e fosfato, bem como substanciais recursos ainda não explorados de titânio, vermiculita e terras raras, entre outros, associados a complexos carbonatíticos (Grossi Sad & Torres, 1976; Berbert, 1984; Issa Filho et al., 1984; Silva, 1986; Torres, 1996; Carvalho & Bressan, 1997; Gierth & Baecker, 1986; Brod et al., 2004; Ribeiro, 2008; Cordeiro et al., 2011a). Tais complexos ocorrem nas localidades de Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra and Catalão, e muitas vezes consistem de mais de uma intrusão (e.g. Salitre 1, Salitre 2, Salitre 3; Catalão 1 Catalão 2). As rochas alcalinas da APIP intrudem rochas metassedimentares proterozóicas da Faixa de Dobramentos Brasília, em uma faixa com orientação NW (Arco do Alto Paranaíba), entre a borda sudoeste do Craton do São Francisco e a borda noroeste da Bacia do Paraná. (Fig. 1.2).

1.5 SÉRIES PETROGENÉTICAS NOS COMPLEXOS CARBONATÍTICOS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA

Os complexos alcalinos da APIP consistem de rochas intrusivas pertencentes a três séries petrogenéticas distintas - bebedourítica, foscorítica e carbonatítica (Brod et al., 2004), intimamente relacionadas entre si por uma complexa combinação de cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos e desgaseificação/metassomatismo. (Brod, 1999; Cordeiro et al., 2010; Cordeiro et al., 2011a; Cordeiro et al., 2011b; Grasso, 2010; Barbosa, 2009; Ribeiro, 2008; Palmieri, 2011).

A série bebedourítica representa as rochas silicáticas destes complexos e inclui dunitos, clinopiroxenitos e bebedouritos com textura cumulada e, como termo mais diferenciado, sienitos. Os bebedouritos são cumulados caracterizados por ampla variação modal de seus constituintes essenciais: olivina, clinopiroxênio, flogopita, perovskita (\pm melanita, titanita) e apatita (Brod et al., 2004; Barbosa et al., 2011). Segundo Lloyd & Bailey (1991) e Brod et al. (2000), essas rochas representam uma ligação genética entre os complexos alcalino-carbonatíticos da APIP e as lavas e piroclásticas kamafugíticas do Grupo Mata da Corda, e podem ser encontradas como xenólitos no interior destas últimas. Brod et al. (2004) propuseram uma classificação para essas rochas, conforme figura 1.3.

As rochas ultramáficas da série bebedourítica são precoces na evolução dos complexos alcalinos da APIP, e estão frequentemente intrudidas por *stockworks* de carbonatito e foscorito. Os sienitos tendem a ser mais tardios e estão frequentemente associados com carbonatitos, podendo representar produtos de imiscibilidade de líquidos (Brod, 1999). Metassomatismo potássico de intensidade variável, resultante das intrusões tardias de foscorito e, principalmente, de carbonatito, transformou as rochas ultramáficas da série bebedourítica em flogopititos. Este processo foi particularmente intenso nos complexos de Araxá e Catalão I, relativamente aos demais (Brod et al., 2004).

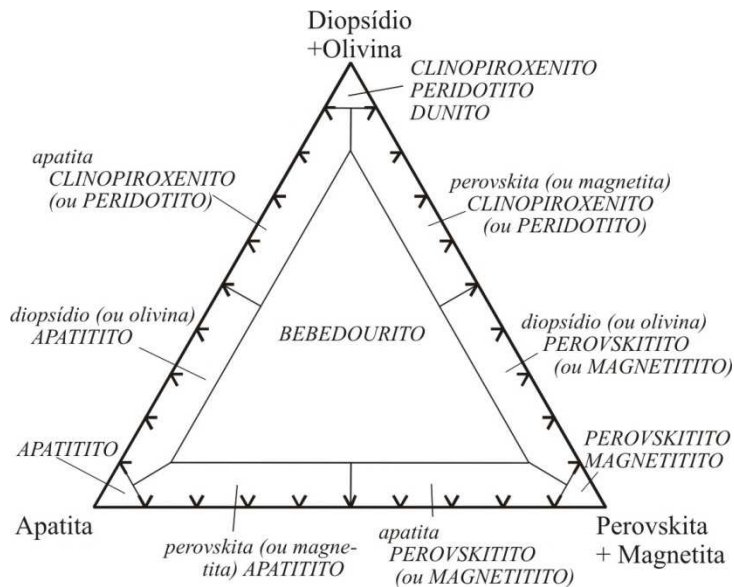


Figura 1-3 Esquema de classificação de rochas da série bebedourítica proposto por Brod et al. (2004).

A série foscorítica está representada nesses complexos por foscoritos, nelsonitos, magnetititos e apatititos. Yegorov (1993) definiu a nomenclatura dessas rochas em função dos constituintes essenciais olivina, apatita e magnetita, conforme figura 1.4. Entretanto, Krasnova et al. (2004) propõem que outros silicatos magnesianos, como flogopita e diopsídio, ocorrem em foscoritos e deveriam ser adicionados ao vértice da olivina. A questão não está totalmente resolvida na literatura, e pode ter desdobramentos importantes. Por exemplo, em alguns complexos alcalinos da APIP, como Catalão I e Araxá (Ribeiro, 2008; Torres, 2008), foscoritos portadores de olivina (i.e. foscoritos no sentido de Yegorov) são os responsáveis pela mineralização primária de fosfato, enquanto nelsonitos, por vezes portadores de flogopita, são os responsáveis pela mineralização primária de nióbio. A reclassificação de uma parte desses nelsonitos como foscoritos, em função da presença de flogopita, poderia introduzir dificuldades na compreensão dos controles metalogenéticos da mineralização primária. Por esta razão adota-se nesta dissertação a classificação original de Yegorov (1993).

Carbonatitos são rochas ígneas compostas por mais de 50% em volume de carbonatos e devem, em princípio, ser classificados de acordo com o carbonato predominante (calcita carbonatito, dolomita carbonatito, etc.). Quando não é possível determinar com precisão o tipo e a quantidade de cada espécie de carbonato pode ser utilizado o esquema de classificação química de Woolley & Kempe (1989), conforme figura 1.5.

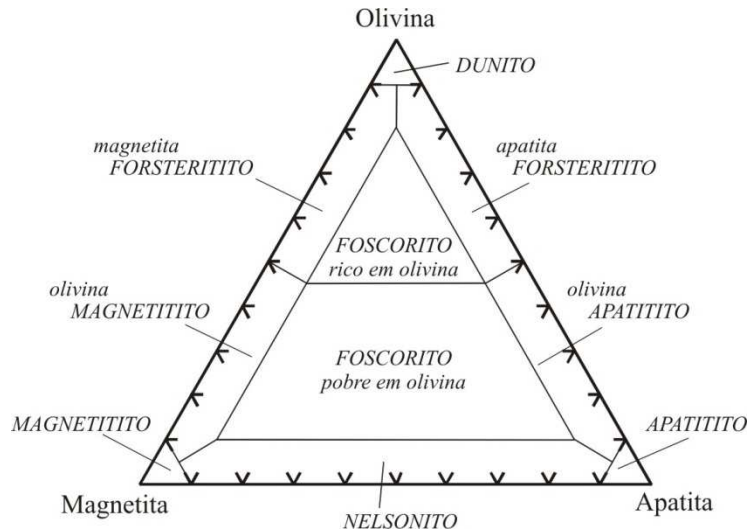


Figura 1-4 Esquema de classificação de rochas da série foscorítica segundo Yegorov (1993)

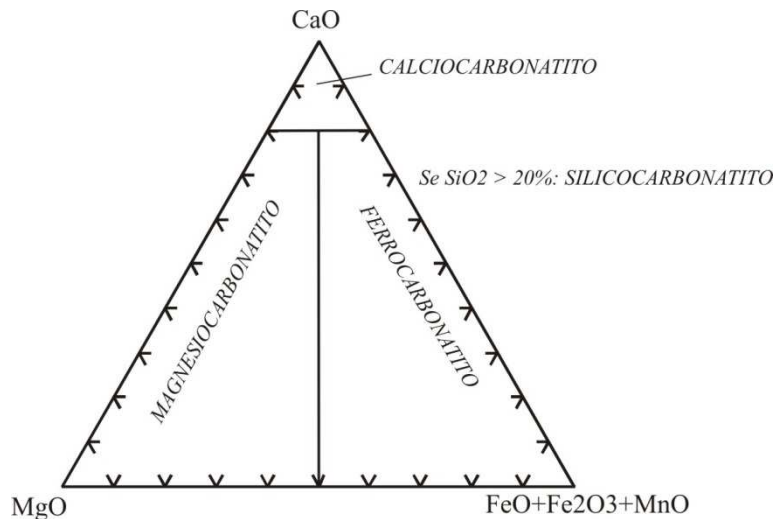


Figura 1-5 Classificação química de rochas da série carbonatítica segundo Woolley & Kempe (1989)

1.6 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O sudeste goiano, onde se localiza Catalão, é fundamentalmente constituído de rochas pré-cambrianas. Predominam micaxistos grossos a finos e filitos, com intercalações de delgados leitões e lentes de quartzitos e raros anfibolitos, correspondentes ao grupo Araxá (Barbosa et al., 1970). O comportamento regional da xistosidade é NW-SE, mergulhando para SW. Nas adjacências da intrusão de Catalão I, essas rochas estão arqueadas em estrutura dômica, claramente visível em imagens de satélite e fotografias aéreas por padrões de drenagem radial e anelar. A figura 1.6 mostra

um mapa geológico da região, incluindo os complexos de Catalão I e II, e a figura 1.7 ilustra a resposta dos complexos em levantamento aeromagnetométrico.

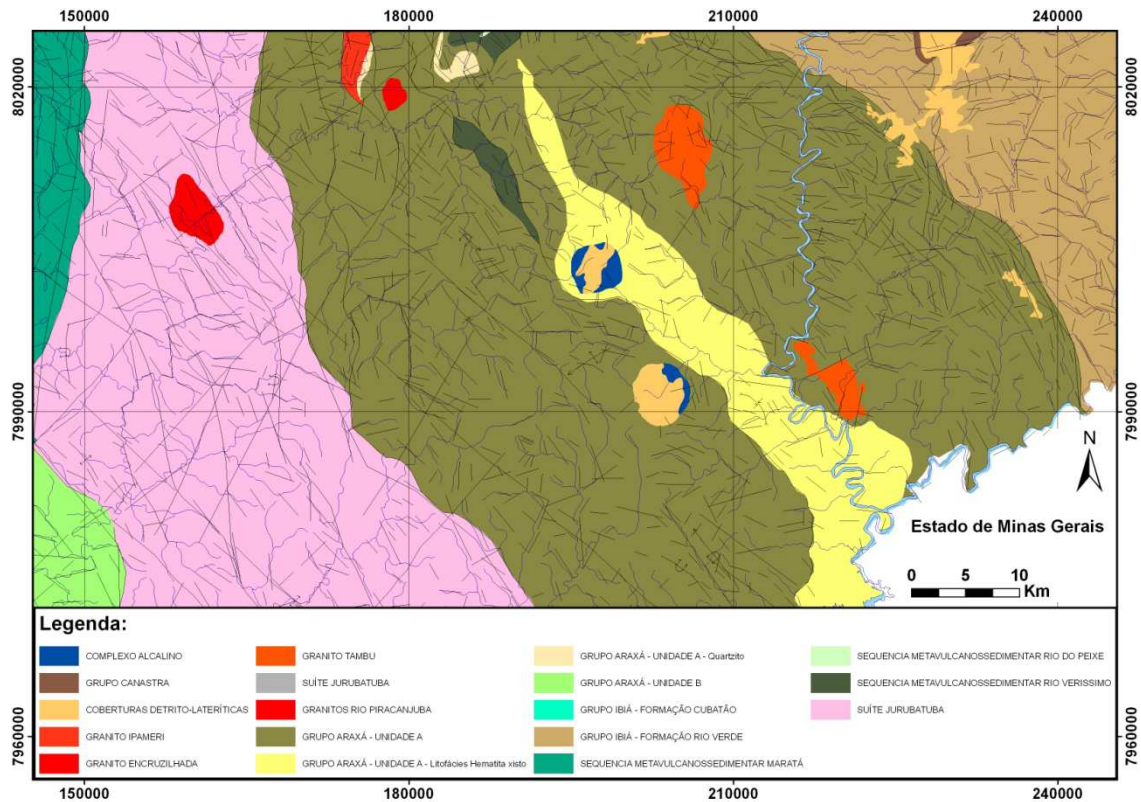


Figura 1-6 Mapa Geológico da Região de Catalão, com a localização dos complexos alcalinos de Catalão I e II. Adaptado de Oliveira et al. (2004).

Os complexos de Catalão II (83.4 ± 0.9 Ma, Rb–Sr, Machado Junior, 1992) e Catalão I (85 ± 6.9 Ma, K–Ar, Sonoki & Garda, 1988) são os mais setentrionais da APIP (Fig. 1). Ambos contêm depósitos minerais importantes, incluindo fosfato (Carvalho & Bressan, 1997; Palmieri et al., 2006), nióbio (Carvalho & Bressan, 1997; Cordeiro et al., 2011a; este trabalho), elementos terras raras (Ribeiro et al., 2005a; Ribeiro et al., 2005b), titânio, vermiculita e barita. Duas minas de fosfato (Vale Fertilizantes e Copebrás) estão em operação em Catalão I. Minério de nióbio foi lavrado até 2000 em Catalão I (Mina I e Mina II, Mineração Catalão de Goiás) e é atualmente lavrado na Mina Boa Vista (Mineração Catalão de Goiás) em Catalão II. Depósitos ainda não explorados de nióbio compreendem Área Leste, em Catalão I, e Morro do Padre e Fazenda Mineração, em Catalão II. Barita tem sido ocasionalmente aproveitada em pequena escala, como sub-produto da mineração de fosfato. Titânio, terras raras e vermiculita não tiveram aproveitamento econômico até o momento.

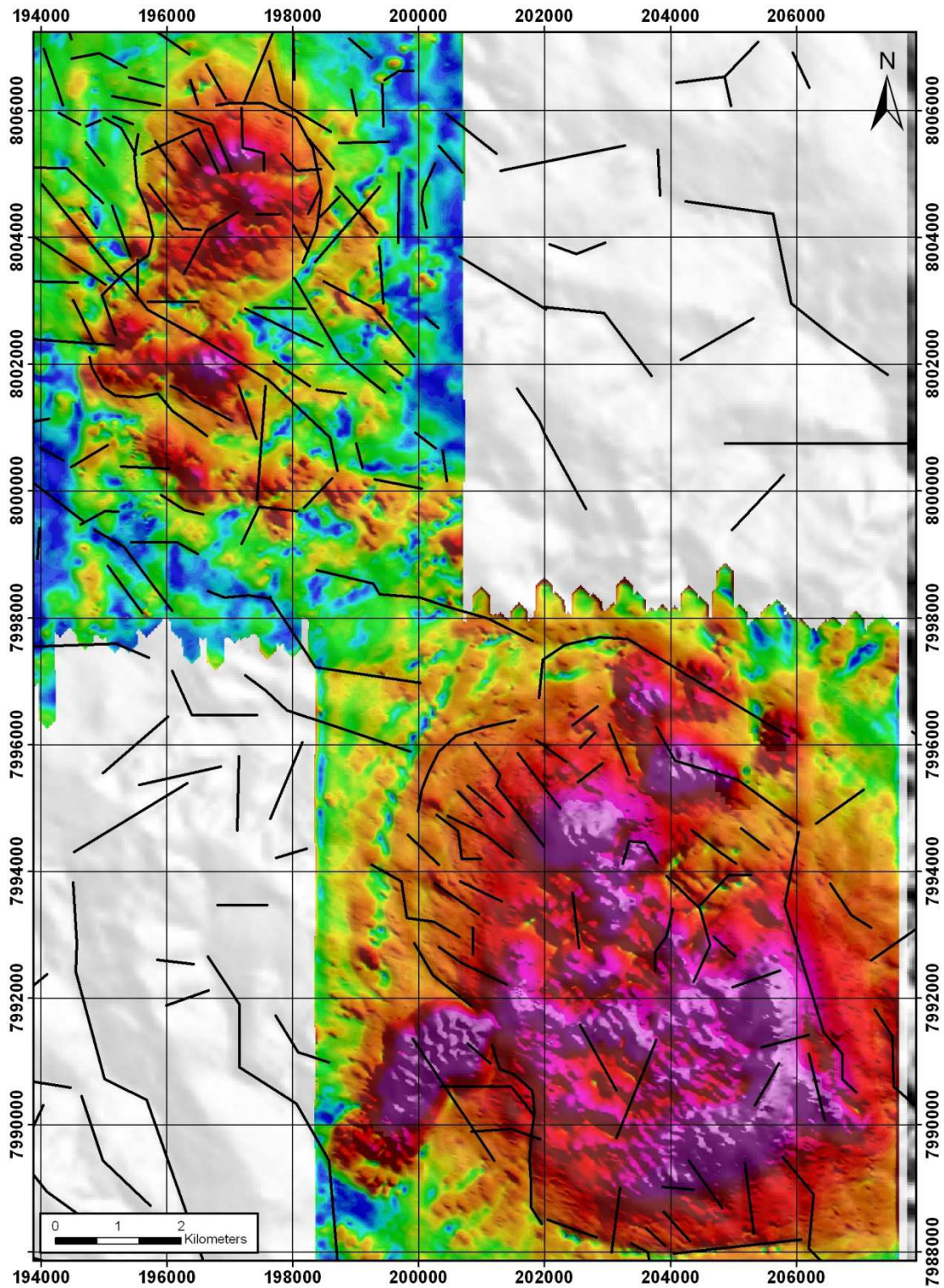


Figura 1-7 Resultados de levantamento magnetométrico aéreo (sinal analítico) dos complexos de Catalão I (a SE) e Catalão II (a NW), superposto a imagem de radar. A anomalia magnética na porção oeste de Catalão I corresponde a uma barragem de rejeito rico em magnetita

1.7 GEOLOGIA DO COMPLEXO CATALÃO II

De maneira similar a outros complexos carbonatíticos da APIP (Santos & Clayton, 1995; Brod et al., 2001; 2004; Ribeiro et al., 2001; 2005a), Catalão II pode ser considerado como uma ou mais câmaras magmáticas rasas, de evolução multifásica. Nesses complexos, um magma primitivo de afinidade kamafugítica (Brod et al., 2000; Barbosa, 2009; Ribeiro, 2008; Grasso, 2010) evoluiu por meio de complexas combinações de cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos, segregação magmática, desgaseificação e metassomatismo, resultando em uma ampla diversidade de tipos litológicos e de mineralização, com intrincadas relações de contato.

A alta susceptibilidade das rochas alcalinas ao intemperismo químico em ambiente tropical resultou na formação de espessos horizontes de solo sobre os complexos carbonatíticos da APIP. Neste contexto, rochas alcalinas frescas são encontradas apenas em profundidade, por meio de sondagens, ou, de modo localizado, em afloramentos nas minas existentes. Mesmo assim, com uma cobertura adequada de sondagens é possível estabelecer a distribuição das rochas alcalinas no substrato e sua influência na cobertura de solo (Brod, 1999; Grasso et al., 2006; Grasso, 2010; Barbosa, 2009; Palmieri et al., 2006; este trabalho). Em Catalão II, essa cobertura tem espessura de cerca de 80 m.

A figura 1.8 mostra um mapa geológico do complexo, obtido por integração de informações de sondagem, imagens de radar e satélite, geofísica aérea e terrestre, geoquímica de superfície (solo) e raros afloramentos (Mina Boa Vista).

As rochas alcalinas do complexo Catalão II estão apenas parcialmente expostas através das encaixantes no nível de erosão atual. A região com a exposição mais completa situa-se na porção norte do complexo, e consiste de uma sequência acamadada de piroxenitos/bebedouritos, foscoritos e carbonatitos, representativos de uma câmara magmática rasa, cuja estrutura se reflete, em projeção horizontal, em uma série de camadas concêntricas. Neste domínio, ocorre um importante depósito de fosfato (Depósito Coqueiros), relacionado às camadas de foscorito.

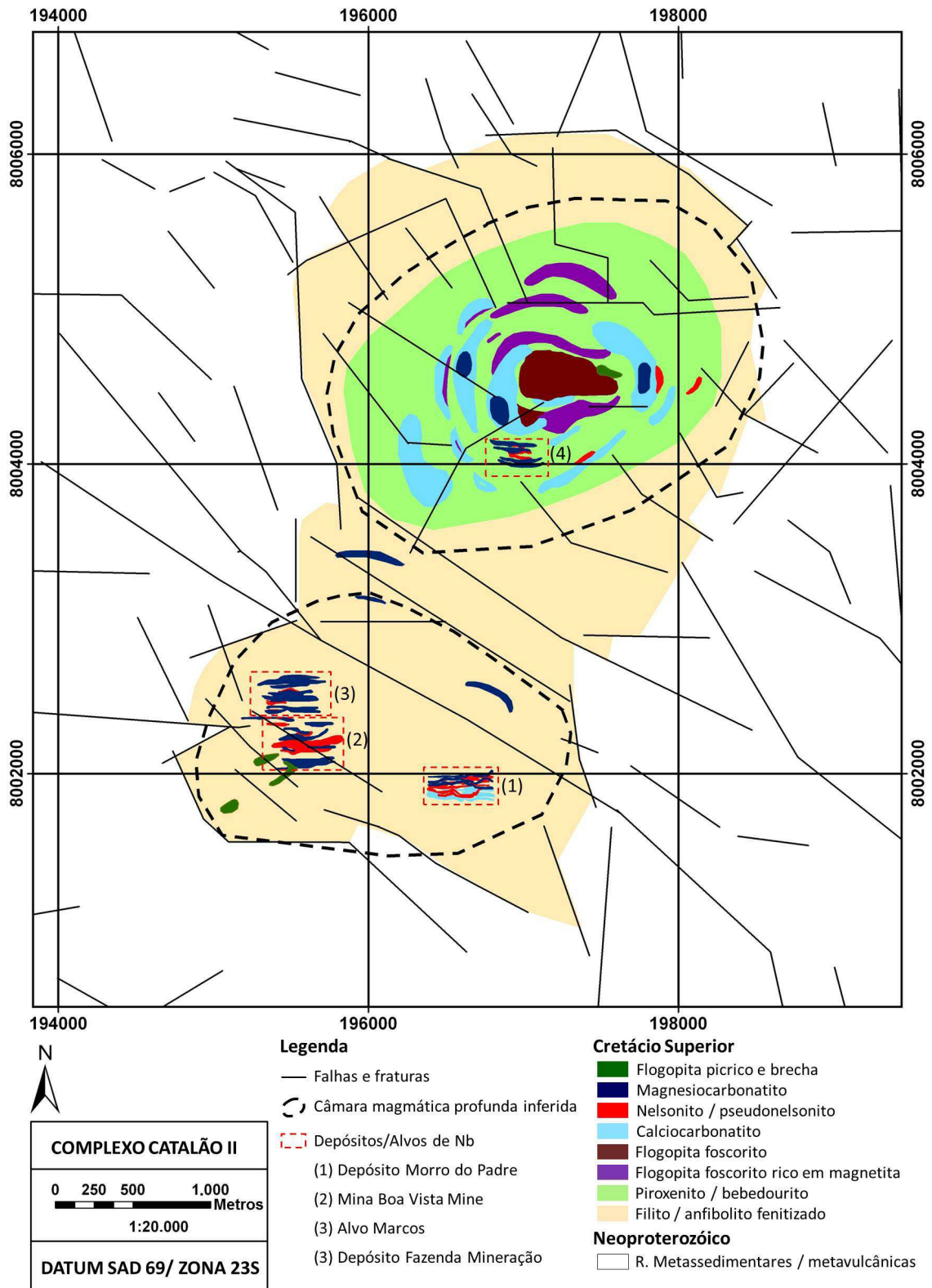


Figura 1-8 Mapa Geológico do Complexo Catalão II. A área com estruturas concêntricas na porção norte representa uma intrusão exposta, que contém o depósito de fosfato Coqueiros. As áreas dominadas por diques na porção sul são os depósitos de nióbio do Morro do Padre, Mina Boa Vista e o Alvo Marcos. A pequena área de diques de nelsonito e carbonatito no interior da intrusão Coqueiros é o depósito de nióbio Fazenda Mineração.

A porção sul do complexo, por outro lado, é dominada pelas encaixantes precambrianas, com ocorrências restritas de enxames de diques de carbonatito e nelsonito. Este domínio provavelmente reflete a existência de outra câmara em profundidade, o que é corroborado por evidências geofísicas (ver capítulo 3). Neste local, estão concentrados os depósitos e alvos de nióbio, cuja mineralização primária é controlada pelos nelsonitos. Delgados diques e brechas de flogopita picrito ocorrem nos dois domínios, e representam o magma primitivo que deu origem às demais rochas do complexo.

As marcantes diferenças nos litotipos, estilo de intrusão e tipo de mineralização entre os domínios sul e norte do complexo, a geometria concêntrica das unidades do domínio Coqueiros e o contorno do complexo indicam a presença de pelo menos dois sistemas magmáticos envolvidos em sua formação, corroborando a sugestão de Machado Junior (1991), de que Catalão II é formado por duas intrusões independentes. A ocorrência de rochas semelhantes às do domínio sul, no interior da intrusão Coqueiros (Depósito Fazenda Mineração, Fig. 1.8) indica que o sistema mineralizado em fosfato (domínio norte) precede o sistema mineralizado em nióbio (domínio sul) na história evolutiva do complexo, o que é consistente com o observado no complexo de Catalão I (Ribeiro, 2008; Cordeiro et al., 2010; 2011a; 2011b)

Na presente dissertação será abordado em detalhe apenas o depósito de nióbio do Morro do Padre (capítulos 2 e 3), enquanto os demais depósitos de Nb e o depósito de fosfato Coqueiros serão objeto de trabalhos futuros.

2 AVALIAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS NO DEPÓSITO DE NIÓBIO MORRO DO PADRE

2.1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Presente trabalho iniciou-se em 2005, com as primeiras campanhas de sondagem para aumentar recursos minerais de nióbio no Complexo Catalão II. Nesse período a Mineração Catalão de Goiás Ltda possuía os depósitos denominados Mina I, Mina II e Área Leste, no Complexo Catalão I. Os dois primeiros foram responsáveis pela produção de nióbio da empresa durante as décadas de 80 e 90, enquanto o terceiro não foi explorado até o momento. Além desses, há ainda o depósito denominado Mina Boa Vista, no Complexo Catalão II, que é responsável pela produção de nióbio de 2000 até hoje.

O depósito Morro do Padre, em Catalão II, já era de conhecimento da empresa desde a década de 80, porém nenhum estudo havia sido feito para determinar o seu potencial econômico. Após cinco anos de produção da Mina Boa Vista, cujas reservas de minérios estavam avaliadas para mais cinco anos de produção, as campanhas de sondagem se intensificaram em todos os cinco depósitos de nióbio. Já era conhecido que os depósitos de Catalão I não eram restritos apenas à porção secundária, mas que também existia potencial econômico em rocha fresca, o que mostra que as mineralizações de nióbio eram primárias e não apenas residuais.

Naturalmente, os processos supergênicos geram fatores de enriquecimento nessas jazidas e, em alguns casos, podem converter uma mineralização sub-econômica em econômica. Exemplo disso são os depósitos de Catalão I, onde a Mina II e Área Leste possuem mineralizações em rocha fresca, enquanto na Mina I os teores de Nb_2O_5 em rocha não são econômicos.

As campanhas de 2005 e 2006 foram exclusivamente para saprolito, com apenas 10 m de cada sondagem em rocha fresca. Com esses 10 m de rocha recuperados nas sondagens foi possível uma avaliação prévia do potencial em rocha fresca, o que se confirmou nas campanhas seguintes de 2007, 2008, 2009 e 2010.

O trabalho de modelagem teve dois objetivos: (a) modelagem dos diferentes tipos litológicos presentes na área, a fim de obter uma melhor caracterização das rochas

mineralizadas e da geometria das sucessivas intrusões que formaram o depósito, bem como caracterizar o perfil de intemperismo; e (b) modelagem dos teores de Nb₂O₅ para avaliar o potencial econômico da jazida primária de pirocloro.

Para tanto, foram utilizados todos os testemunhos de sondagem disponíveis, análises químicas exploratórias, amostragem de testemunhos para análise de rocha total e confecção de seções delgadas.

2.2 BASE DE DADOS

A pesquisa no Depósito de nióbio do Morro do Padre teve como base de dados um conjunto de informações de diferentes campanhas de sondagem, realizadas de 2005 a 2010. As primeiras campanhas tiveram o objetivo de testemunhar apenas a porção supérgena do depósito (Zona Superior, ver capítulo 3), penetrando apenas dez metros em rocha fresca. A partir de 2007 iniciou-se uma procura pela mineralização primária de nióbio, isto é, o depósito de nióbio em rocha fresca. A tabela 2.1 ilustra os dados de produção das campanhas de sondagem.

Ano	Nº de furos	prof. Média (m)	Total (m)
2005	64	117	7464
2006	29	112	3252
2007	8	224	1794
2009	10	335	3147
2009	1	800	800
2010	3	610	1831
TOTAL	115		18287

Tabela 2.1 Diferentes campanhas de sondagem com seus dados de produção (número de furos executados por ano, profundidade média dos furos de cada campanha e total de metros perfurados).

A malha de sondagem utilizada para modelar o depósito supergênico foi de 25 m x 25 m, com 117 metros de profundidade média, enquanto as campanhas para mineralização primária tiveram em média 610 metros de profundidade com uma malha variando entre 50 e 100m de espaçamento, dependendo da profundidade, e um furo vertical de 800 metros de profundidade na zona mais espessa do depósito (Figura 2.1).

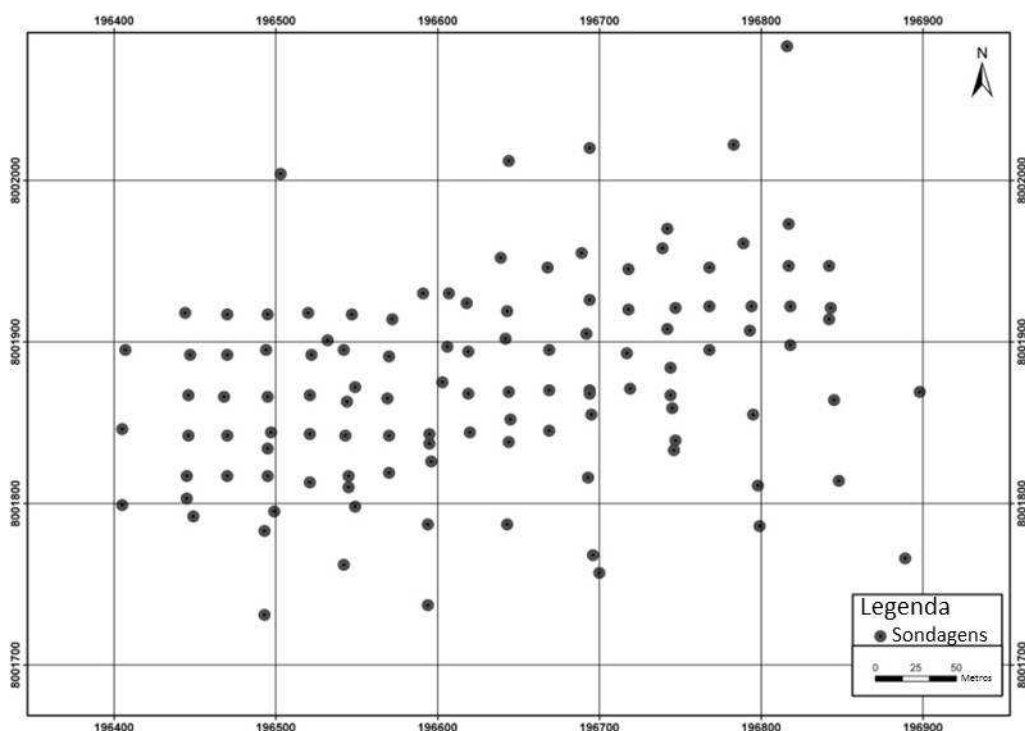


Figura 2-1 Mapa de localização dos furos de sonda no depósito de Nb do Morro do Padre.

Todas as campanhas de sondagem foram feitas usando o sistema de “embuchamento” para o solo, com coroa de vídia em diâmetro de 63,5 mm e coroa diamantada com diâmetro de 47,6 mm para a rocha.

A amostragem é feita a partir da metade do testemunho, para intervalos de 5 metros de comprimento na porção supergênica e de 2,5 m de comprimento em rocha fresca.

A preparação e análise química das amostras de intervalos de minério foram realizadas nos laboratórios da Anglo American Brasil Ltda. e seguiram os procedimentos da empresa, descritos abaixo (Winterburn, 2004).

1. Coleta de metade do testemunho de sondagem em intervalos pré-definidos (2,5m para rocha fresca e 5m para solo);
2. Secagem de 100% da amostra em estufa a temperatura de até 105°C (apenas solo);
3. Inserção da amostra branca, composta unicamente por quartzo, para controle de qualidade. Essa amostra é tratada tal qual as originais e é responsável pela

determinação da eficiência da limpeza dos equipamentos. Uma amostra branca é inserida a cada 20 amostras originais, o que representa 5% do número total de amostras.

4. Britagem primária de 100% da amostra em ¼ de polegada;
5. Quarteamento utiliza-se de quarteador rotativo até obter 6-8kg de material;
6. Coleta de duplicatas de quarteamento a cada 20 amostras (5% do total) para controle de qualidade;
7. Britagem secundária de 100% da amostra quarteada em 2 mm;
8. Quarteamento secundário em quarteador rotativo até obter 500g de material
9. Coleta de duplicatas de quarteamento secundário a cada 20 amostras (5% do total) para controle de qualidade;
10. Pulverização das amostras a fim de obter 95% em 105 microns;
11. Inserção de amostras padrão (Material de Referência Certificado) a cada 20 amostras originais (5% das amostras) para controle de qualidade;
12. Análise da pastilha fundida com metaborato de lítio, por fluorescência de raios-X;
13. Checagem dos resultados analíticos e do controle de qualidade;
14. Inserção das informações no banco de dados.

As análises químicas são importadas diretamente em banco de dados SQL e inseridas em software de armazenamento de dados GDMS (*Geological Database Management System*) para segurança dos dados. Os dados químicos associados aos logs de sondagem são importados no software de modelagem geológica Datamine Studio.

2.3 CONTROLE DE QUALIDADE DAS AMOSTRAS (QA/QC - QUALITY ASSURANCE / QUALITY CONTROL)

A Inserção de padrões com certificados internacionais, amostras brancas e amostras duplicadas é utilizada para demonstrar a qualidade da preparação e análise dos dados. Caso uma duplicata ou amostra branca esteja fora dos limites de aceitação, todo o lote deverá ser re-amostrado para garantir a qualidade do resultado analítico. O

mesmo deve ocorrer quando a análise das amostras-padrão estiverem fora dos limites aceitáveis.

A amostra branca visa aferir a limpeza dos britadores e quarteadores para averiguar se houve contaminação na preparação das amostras. As duplicatas visam averiguar a qualidade do quarteamento e garantir que o mesmo material encontra-se em todas as alíquotas quarteadas. A amostra padrão é coletada no próprio depósito e enviada para laboratórios externos, de forma a receber um certificado e servir como referência nas análises de fluorescência de raios-X.

2.4 DESCRIÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM (LOGS DE SONDAGEM)

A preparação de amostras e análises químicas foram realizadas apenas após a descrição geológica-geofísica dos testemunhos de sondagem. Essa descrição tem por objetivo a localização e caracterização das rochas e minerais, relação de contatos entre diferentes rochas, medida e descrição dos tipos de fraturas, medida de susceptibilidade magnética e registrofotográfico dos intervalos amostrados.

A descrição geológica é feita a partir dos testemunhos integrais e possibilita, com relativa precisão, a identificação da zona mineralizada em pirocloro, que ocorre como diques de nelsonito em contato abrupto com as rochas encaixantes. Porém, muitas vezes o espalhamento dos diques individuais dentro do enxame não permite a definição visual precisa da zona mineralizada. Nesses casos, os dados de susceptibilidade magnética desempenham um papel fundamental na determinação desses limites.

O minério de nióbio, contido em nelsonitos e pseudonelsonitos, que são as rochas com maior quantidade de magnetita do depósito, é claramente evidenciado pelas medidas de susceptibilidade magnética. Essa técnica já fora utilizada por Jácomo *et.al.* (2010), porém os autores realizaram amostragens pontuais em intervalos de 2,5 m, ao passo que no presente trabalho utilizou-se um magnetômetro capaz de realizar medidas contínuas (varredura), ao longo de cada intervalo de 2,5 m, coincidente com as amostragem de geoquímica exploratória. Dessa forma, foi possível obter a susceptibilidade média do intervalo, o que reduziu significativamente a variabilidade dos dados.

A relação diretamente proporcional entre susceptibilidade magnética e teores de Nb_2O_5 é facilmente relacionada com a descrição geológica (figura 2.2), pois o nelsonito apresenta maior teor de nióbio e maior susceptibilidade magnética. Pequenas barras em fenitos indicam estreitos veios de nelsonito e/ou carbonatito com magnetita, mas que foram codificados como fenito pela predominância deste.

2.1 MODELAGEM GEOLÓGICA E DE RECURSOS MINERAIS NO PERFIL DE ALTERAÇÃO

O depósito de nióbio do Morro do Padre foi descoberto por apresentar altos teores de nióbio em superfície, confirmados nas campanhas de sondagem de 2005 e 2006, o que propiciou modelar a zona mineralizada alterada.

A modelagem e avaliação de recursos minerais no solo foi realizada por Assis (2009) e seguiu os mesmos procedimentos adiante descritos para a modelagem em rocha fresca. Os resultados da avaliação em solo serão sumarizados a seguir, para permitir a compreensão do potencial econômico global do depósito.

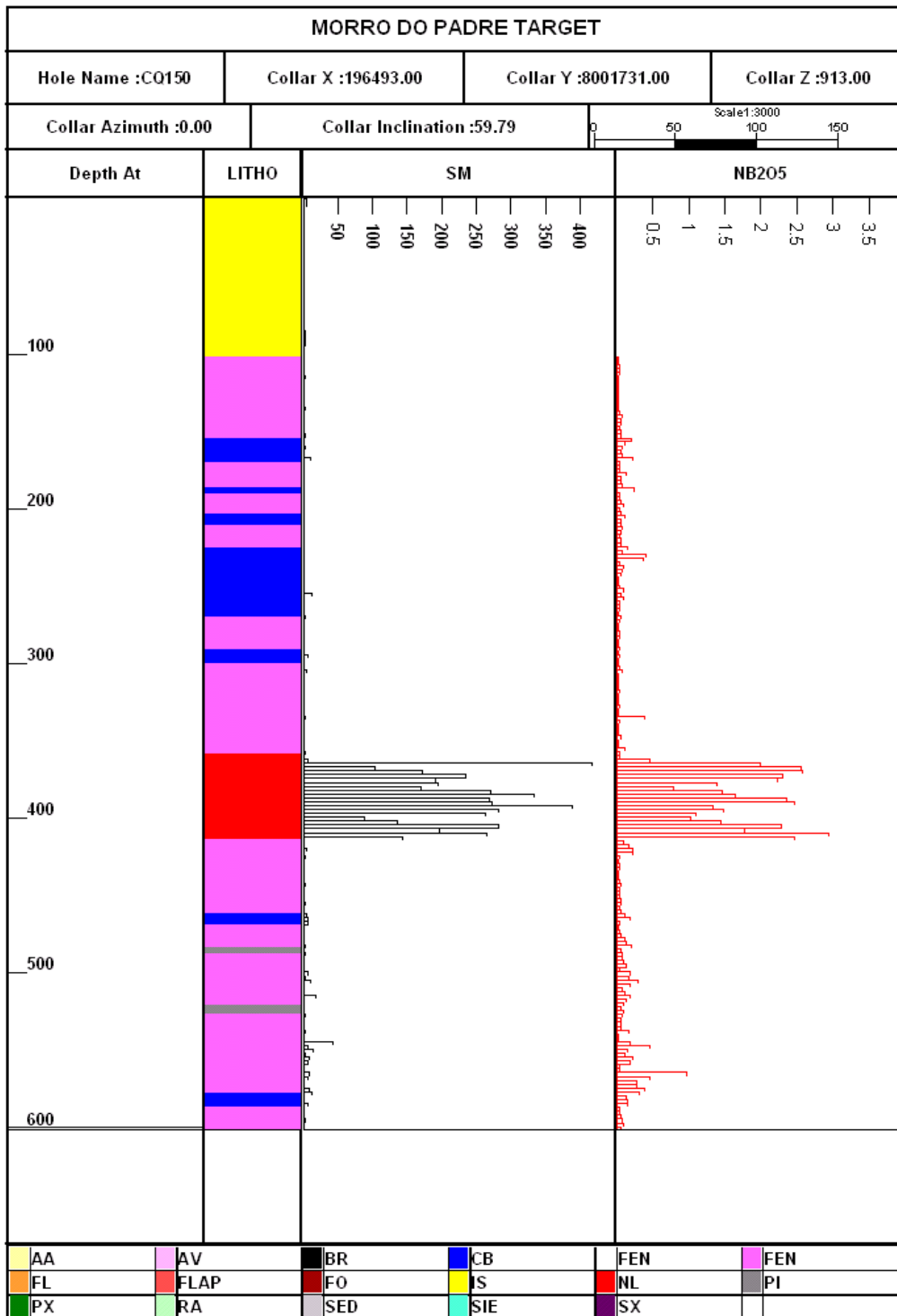


Figura 2-2 Log de sondagem padrão que mostra a relação da rocha (coluna LITHO), susceptibilidade magnética (coluna SM) e teor de Nb₂O₅ (coluna NB2O5). Código das diferentes rochas e solo na legenda: AA- aloterita amarela; AV – aloterita vermelha; BR – brecha; CB – carbonatito, FEN (branco) – fenda; FEN (magenta) – fenito; FL – flogopitito; FLAP – flogopita apatitito; FO – foscorito; IS – isalterita; NL – nelsonito; PI – picrito; PX – piroxenito; RA – rocha alterada; SED – sedimentos lacustres; SIE – sienito; SX – sillexito.

A figura 2.3 mostra o contorno do corpo de minério de nióbio no perfil de intemperismo do Depósito Morro do Padre, obtido em modelo tridimensional. A malha de sondagem de 25 x 25 m propiciou a modelagem de corpo mineralizado orientado segundo direção principal leste-oeste de 475 m de comprimento por 100 m de largura e 70 m de profundidade média. Essa geometria expressa com exatidão a extensão da intrusão de enxame de diques mineralizados subjacentes (mineralização primária, ver capítulo 3) e o volume de minério de nióbio do depósito secundário.

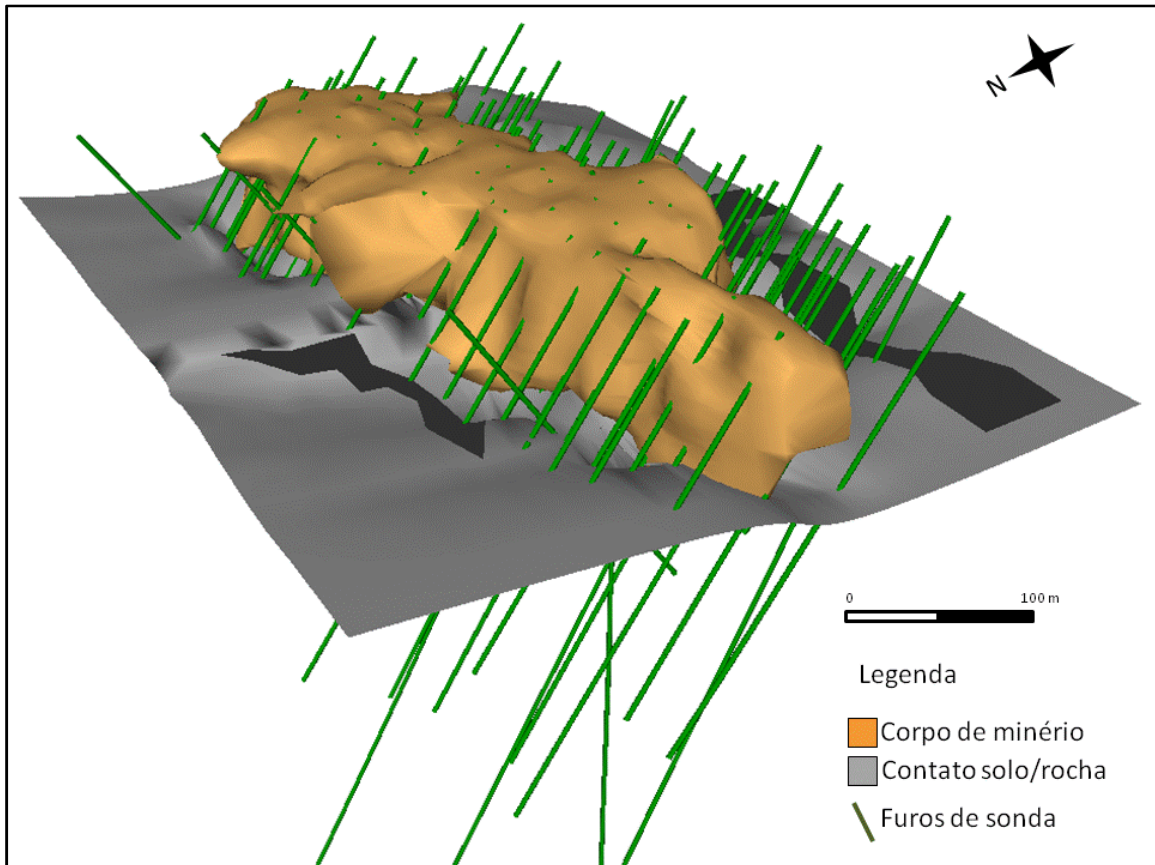


Figura 2-3 Contorno do corpo mineralizado no solo, no Depósito Morro do Padre, com base nos dados de avaliação de Assis (2009).

A tabela 2.2 ilustra o resultado da campanha exploratória do manto de intemperismo em número de furos de sonda executados na área, metragem total amostrada, número de amostras coletadas e as amostras do corpo mineralizado.

Dados de exploração			
Número de furos	Metros perfurados	Amostras de minério	Amostras totais
112	12045	1981	4988

Tabela 2.2 Dados exploratórios utilizados na modelagem do corpo mineralizado em perfil de intemperismo do Morro do Padre (Assis, 2009)

A mineralização, orientada segundo o eixo principal E-W, foi amostrada em malha de sondagem regular com célula de 25 m²(Fig. 2.4a) e produziu 19 seções norte-sul (ver exemplo na figura 2.4b) que foram correlacionadas, gerando o envelope mineralizado. O teor de corte empregado na modelagem foi o mesmo utilizado em rocha fresca (0.5 % Nb₂O₅) e a densidade foi de 1,8g/cm³, a mesma adotada na Mina Boa Vista.

O mapa de localização das sondagens realizadas mostra os teores de nióbio onde cores quentes representam teores altos de Nb₂O₅e as cores mais frias teores baixos. Notar que a porção central e oeste do corpo mineralizado têm teores e espessuras de minério maiores, enquanto nas porções leste e sudeste os teores são mais baixos e mais espaçados, mostrando que o solo desta porção do depósito desenvolveu-se sobre uma zona mais pobre em diques de nelsonito.

Apesar da variação do teor, a mineralização no solo segue a mesma orientação e estrutura do depósito primário (ver capítulo 3). Esta estrutura se reflete no solo pela intercalação de zonas verticais mineralizadas e estéreis, representando dominância de nelsonitos e fenitos como protolitos, respectivamente. A zona silicificada também têm evidente correlação com as porções mineralizadas, sugerindo que a precipitação de sílica ocorre preferencialmente sobre as rochas intrusivas.

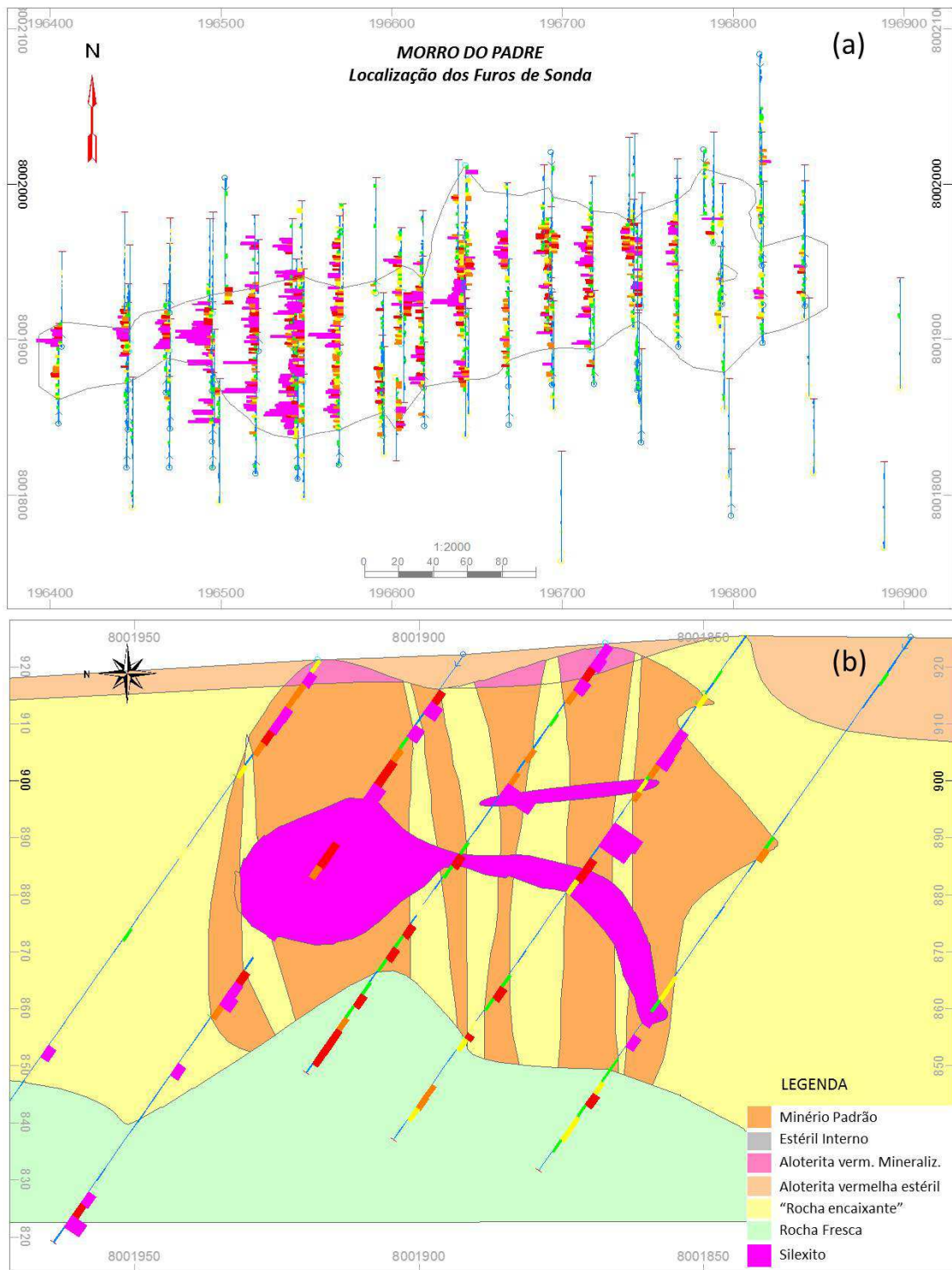


Figura 2-4 (a) mapa de localização das sondagens no Depósito Morro do Padre (projeção no plano horizontal) com teores de nióbio espessos em cores e barras laterais. Cores quentes com barras maiores indicam altos teores de Nb_2O_5 , coloração azul indica teores abaixo do teor de corte. (b) Seção geológica do minério na zona intemperizada do depósito (Assis, 2009).

O total de recursos minerais avaliados na zona intempérica do Morro do Padre é fornecido na tabela 2.3.

Tipo	RECURSOS MINERAIS							
	Medido		Indicado		Inferido		Total	
	Toneladas (x1000)	Nb ₂ O ₅ (%)	Toneladas (x1000)	Nb ₂ O ₅ (%)	Toneladas (x1000)	Nb ₂ O ₅ (%)	Toneladas (x1000)	Nb ₂ O ₅ (%)
Supergênico	2771	1,72	210	1,35	-	-	2981	1,69

Tabela 2.3 Recursos do minério secundário do depósito de nióbio do Morro do Padre (Assis, 2009)

2.2 MODELAGEM GEOLÓGICA E DE RECURSOS MINERAIS EM ROCHA FRESCA

A modelagem geológica e de recursos minerais da mineralização primária foi realizada pelo autor da presente dissertação mediante duas abordagens, uma consistiu em envelopar teores de Nb₂O₅ a fim de realizar uma estimativa de teores e volume da zona mineralizada em piroclóro para avaliar o potencial econômico do depósito. Outra visou modelar os diferentes tipos de rochas do depósito com base em dados de exploração mineral em intervalos regulares, com o emprego de códigos de litologias e os resultados químicos de Nb₂O₅, P₂O₅ e BaO, e de dados petrográficos, químicos e mineralógicos de amostras individuais de rocha total, para melhor definição de zonas mineralizadas.

Os testemunhos de sondagem são descritos geologicamente a partir de procedimento proposto por Palmieri et al. (2006), Grasso et al. (2006) e Ribeiro (2008) que estabelece as unidades de mapeamento e descrição como zonas de predominância de um determinado tipo de rocha. A menor unidade de descrição utilizada foi de um metro, isto é qualquer litotipo que apresentasse espessura aparente menor do que um metro e litotipos com espessura inferior foram registrados apenas na descrição do intervalo, mas não utilizados como rocha dominante. Esse parâmetro foi adotado em função da variabilidade observada nos testemunhos de sondagem e da resolução desejada para o modelo.

As rochas mineralizadas possuem orientação principal E-W com mergulho vertical a sub-vertical, o que condicionou que as seções fossem modeladas na direção N-S, perpendicular a do enxame de diques. Para obter o volume de minério e das rochas, correlacionou-se os furos de sonda de cada seção por todo o comprimento do

corpo de minério, totalizando 19 seções para a Zona Superior, distante 25 metros uma da outra, e 11 seções para as Zonas Intermediária e Inferior. Algumas seções intermediárias foram necessárias para suavização do envelope modelado.

A modelagem tem por finalidade separar unidades distintas sejam elas litológicas, estágios de alteração e/ou teores químicos. Para ambos os modelos (de rochas e de minério) os horizontes de solo e os intervalos com rochas foram considerados separadamente devido às significativas diferenças estruturais, texturais e composicionais.

Após modelar todas as seções, os contatos (linhas) foram conectados seção por seção até se obter o sólido de interesse. Selecionam-se as amostras internas ao volume, obtendo-se assim as utilizadas nos modelos dos diferentes litotipos e do envelope de minério, então excluem-se as que ficaram para fora do envelope. O suporte das amostras, isto é o comprimento, foi regularizado em 2,5 m para rocha e 5 m para solo, como preparação dos dados para análise estatística e krigagem. A figura 2.5 mostra o processo de modelagem até a obtenção das amostras com suportes regularizados.

Após a regularização das amostras, efetuou-se o seu desagrupamento (*declustering*). Esse procedimento é fundamental quando as amostras estão distribuídas aleatoriamente devido às dificuldades de amostragem por motivo de profundidade ou difícil acesso à área de interesse; maior adensamento de amostras em zonas mais ricas, etc. Dessa forma, é necessário utilizar um mecanismo para atenuar a influência da distância entre amostras, atribuindo peso às mesmas (Souza et al., 2001).

A figura 2.6 ilustra o efeito do desagrupamento dos teores de nióbio, onde o teor médio das amostras agrupadas, isto é sem pesos aplicados à sua posição espacial, é de 1,34 %Nb₂O₅, enquanto nas desagrupadas este é de 1,41 %Nb₂O₅. Os teores desagrupados são maiores porque os mais altos de nióbio situam-se em profundidade e foram obtidos em malha mais espaçada, ao passo que os mais baixos estão localizados em níveis superiores e com malha mais apertada (últimos 10 m da malha de 25 x 25m das campanhas de exploração para minério secundário). Assim, quando se aplica peso às amostras, as mais espaçadas recebem pesos maiores.

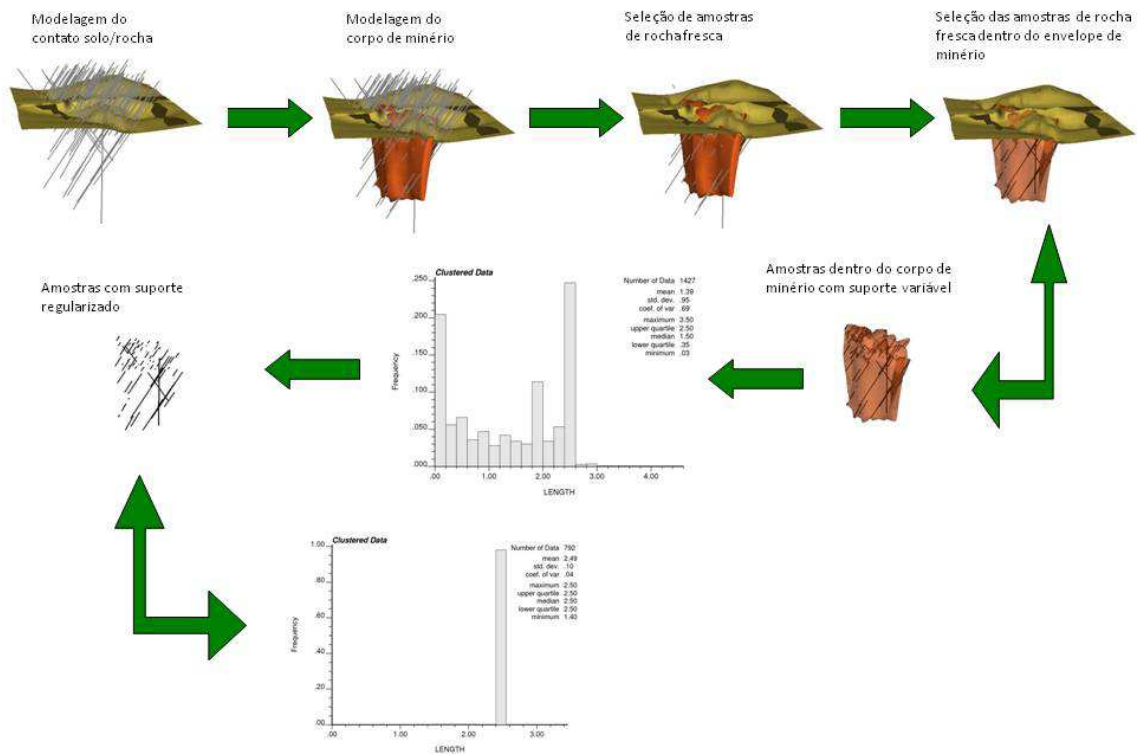


Figura 2-5 Fluxograma de seleção de amostras para estimativa de recursos minerais. Os histogramas mostram o suporte das amostras, primeiro, amostras com tamanhos variáveis, segundo com suporte regularizado.

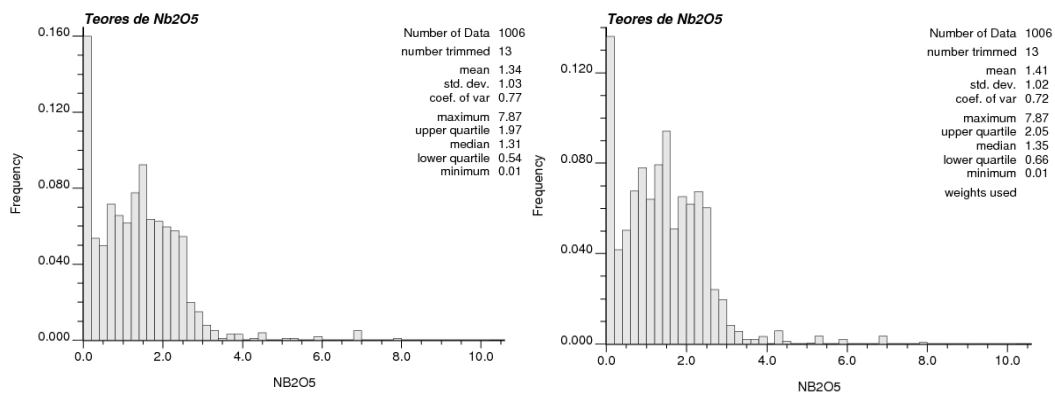


Figura 2-6 Histogramas de teores de nióbio, que mostram o efeito do desagrupamento. (esquerda) amostras agrupadas; (direita) amostras desagrupadas.

O método utilizado foi o de *Cell Declustering Method* (método de desagrupamento por células), proposto por Journel (1989) e Deutsch (1989). Esse método consiste em dividir a área total amostrada em volumes retangulares (células) onde cada amostra recebe um peso inversamente proporcional ao número de amostras contidas na mesma célula. Assim, amostras coletadas em espaçamento mais denso, agrupadas, recebem pesos baixos com esse método, pois as células nas quais elas estão localizadas conterão diversas outras amostras.

No estudo estatístico utilizou-se células tridimensionais de 50 m³, pois essas dimensões se aproximam da malha de sondagens principal do depósito em rocha fresca. A zona superior do depósito possui malha de 25 m², pois é composta por furos das campanhas de minério supérgeno, já a intermediária apresenta malha de 50 x 50m e a zona inferior de cerca de 100 x 100 m.

A modelagem do corpo de minério teve como principal referência os teores de Nb₂O₅, cujo teor de corte foi de 0,5%, bem como a distribuição espacial da amostra, pois caso a amostra não esteja localizada suficientemente próxima a outra e/ou sem condições de ser correlacionada entre seções, essa não é considerada minério.

Para a modelagem litológica o fator de maior relevância foi o código atribuído ao litotipo predominante. Em algumas situações utilizou-se teores de Nb₂O₅ e/ou BaO para modelar nelsonitos e diferenciar tipos de carbonatitos respectivamente.

A análise geoestatística foi aplicada apenas na modelagem do corpo de minério, e na de litotipos visou o entendimento espacial das intrusivas alcalinas que controlam a mineralização primária.

2.2.1 Estudo Estatístico do envelope de minério

A modelagem do corpo de minério objetivou separar unidades quimicamente diferentes. Para tanto realizou-se uma análise estatística dos dados totais para cada grupo modelado (envelope mineralizado e zona estéril). A separação das unidades de minério e estéril fundamentou-se do teor de corte de 0,5 %Nb₂O₅, porém é importante salientar que algumas amostras das zonas estéreis possuem teores mais elevados que o de corte e no corpo de minério algumas com teores inferiores. Isto ocorre porque o minério é compostodedições de espessura variável e, com frequência, a modelagem do envelope de minério incorporou vários diques finos de nelsonito intercalados por fenito, o que gera diluição. Esse fenômeno pode ser visualizado nos histogramas das Figs 2.7 a 2.12.

As variáveis estudadas foram escolhidas de acordo com sua importância para a melhor definição do corpo mineralizado, isto é, as rochas intrusivas alcalinas, principalmente o nelsonito e, subordinadamente, o magnesiocarbonatito, que podem ser diferenciadas das rochas metassedimentares pelos teores mais elevados de óxidos de Nb, Fe, P, Ti e Cu. Já as rochas metassedimentares, estéreis, são caracteristicamente ricas em sílica, também utilizada na análise estatística.

A seleção de amostras foi realizada com o software Datamine Studio 2 mediante o processo SELWF e os resultados exportados para tabelas o processo OUTPUT. Todas as análises estatísticas utilizaram o *software* GSLIB 9.3 (*Geostatistical Software Library*).

A Tabela 2.4 resume os valores estatísticos das variáveis avaliadas dentro e fora do envelope. Pode-se observar a diferença entre o teor médio das amostras localizadas no interior do envelope de minério (1,41 % Nb₂O₅) e o das externas ao envelope de minério (0,18 % Nb₂O₅).

A distribuição do teor de nióbio (Fig 2.7) mostra que há mais de uma população na zona mineralizada, atribuído à mistura de rochas no envelope de minério e à interpolação de dados durante a estimativa de teores a qual inevitavelmente resulta em diluição. Notar que a população estéril no envelope de minério (histograma à esquerda) é a mesma da zona estéril (histograma à direita),

Amostras desagrupadas (declustered) de minério						Amostras desagrupadas (declustered) de estéril				
Parâmetros	n° de amostras	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	n° de amostras	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Nb ₂ O ₅ (%)	1006	0.01	7.87	1.41	1.02	3122	0.00	8.77	0.18	0.44
Fe ₂ O ₃ (%)	1006	0.61	73.01	25.03	13.76	3221	0.00	67.55	9.22	6.85
TiO ₂ (%)	1006	0.01	10.19	2.59	1.71	3221	0.00	8.87	0.96	0.91
SiO ₂ (%)	1006	0.11	59.43	15.88	10.19	3221	0.00	73.47	29.20	13.59
P ₂ O ₅ (%)	1006	0.02	16.62	3.74	2.49	3221	0.00	14.66	1.50	1.29
Cu (ppm)	401	2.30	8563.00	1234.55	1266.72	430	0.40	4560.20	299.94	427.56

Tabela 2.4 Comparação entre teores dos diferentes óxidos dentro e fora do corpo de minério.

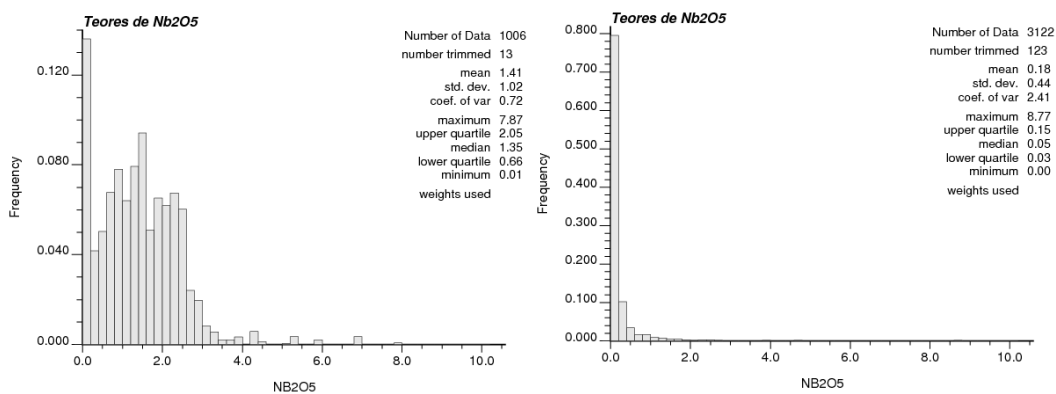


Figura 2-7 Histogramas de Nb₂O₅. À esquerda, frequência de teores das amostras localizadas internas ao envelope de minério; à direita, frequência de teores das amostras externas ao envelope de minério.

A distribuição do ferro na zona mineralizada (Fig. 2.8) também sugere a mistura de diferentes tipos de rocha, como nelsonito, muito rico em ferro, e carbonatitos, que podem exibir teores de Feo variáveis devido à presença de ankerita, tetraferri-flogopita e alguma magnetita, além de pirita e pirrotita. Já as rochas encaixantes apresentam os menores teores de ferro, devido ao predomínio de muscovita, feldspatos e quartzo.

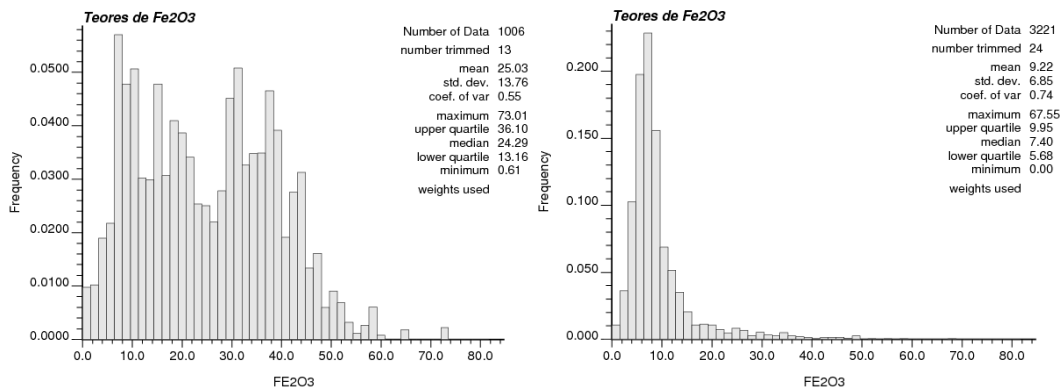


Figura 2-8 Histogramas de Fe₂O₃. À esquerda, freqüência de teores das amostras internas ao envelope de minério; à direita, freqüência de teores das amostras externas ao envelope de minério.

Altos teores de P₂O₅(Fig. 2.9) ocorrem na presença de apatita e/ou monazita. A apatita é abundante nos nelsonitos, os quais podem passar gradualmente a apatititos. Já a monazita pode ser abundante no magnesiocarbonatito. Em ambos os casos, estas rochas que ocorrem no envelope de minério, o que explica os altos teores do óxido neste domínio. Os teores mais altos de P₂O₅ no estéril provavelmente representam diques delgados e espaçados de rochas alcalinas. Por outro lado, há uma grande variação de teores de P₂O₅ no envelope mineralizado, em parte atribuída à mistura com rochas metassedimentares ou seus xenólitos, pobre no óxido, com diques de rochas alcalinas.

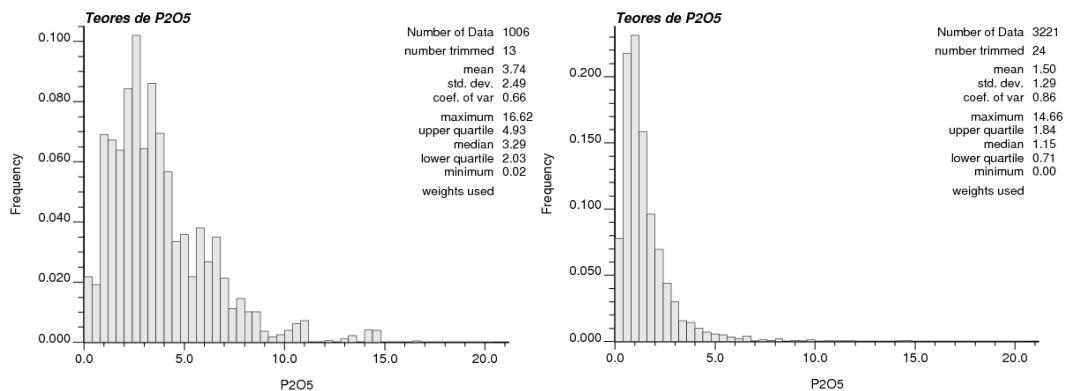


Figura 2-9 Histogramas de P₂O₅. À esquerda, freqüência de teores em amostras localizadas no interior do envelope de minério; à direita, freqüência de teores em amostras externas ao envelope de minério.

Os teores de TiO_2 (Fig. 2.10) são mais altos na zona mineralizada devido à abundância de magnetita e ilmenita nos nelsonitos. Os maiores teores de cobre (Fig. 2.11) também ocorrem no interior do envelope de minério, e decorrem da frequente presença de calcopirita e bornita em magnesiocarbonatitos e nelsonitos.

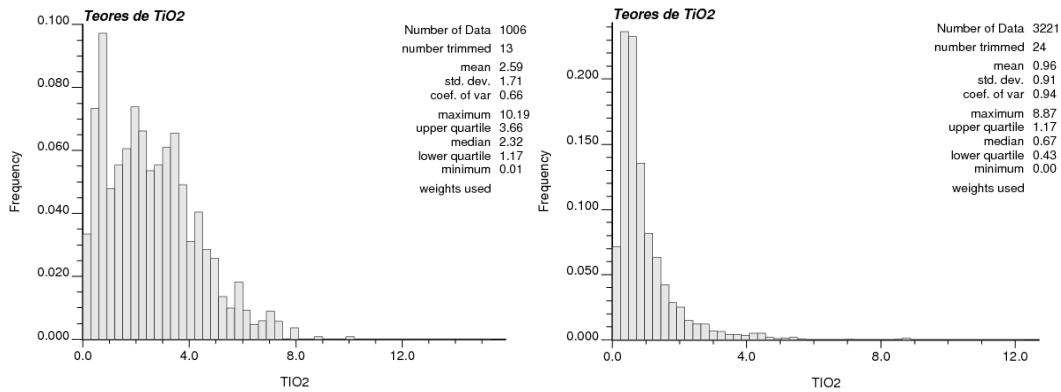


Figura 2-10 Histogramas de TiO_2 . À esquerda, freqüência de teores em amostras no interior do envelope de minério; à direita, freqüência de teores em amostras externas ao envelope de minério.

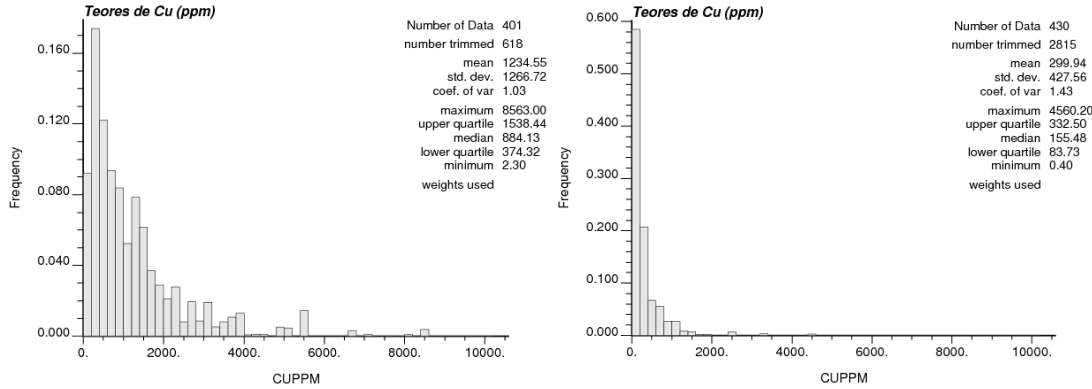


Figura 2-11 Histogramas de Cu. À esquerda, freqüência de teores para amostras internas ao envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras externas ao envelope de minério.

A sílica (Fig. 2.12) tem comportamento inverso ao das demais variáveis, pois os teores mais altos ocorrem na porção estéril e os mais baixos no minério. Isto se deve à abundância de filitos e anfibolitos fenitizados das encaixantes, e maior quantidade de rochas pobres em sílica, como carbonatitos e nelsonitos da porção mineralizada.

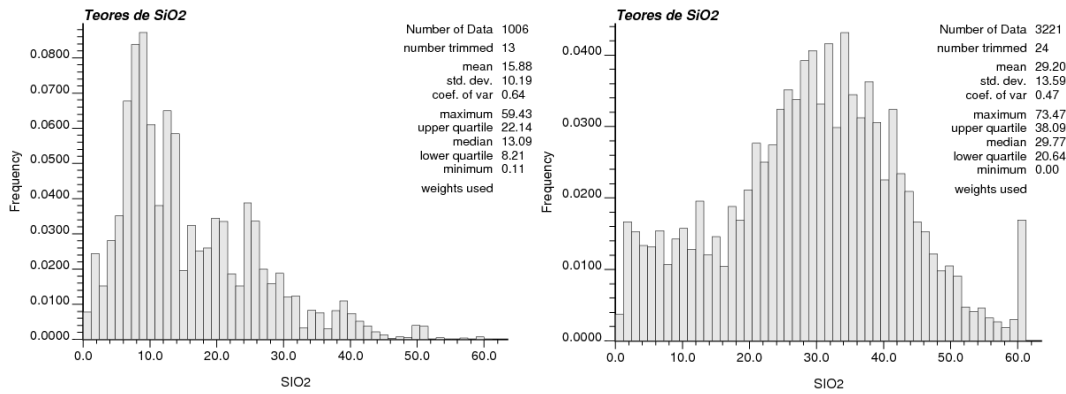


Figura 2-12 Histogramas de SiO₂. À esquerda, freqüência de teores das amostras localizadas no interior do envelope de minério; à direita, freqüência de teores para amostras externas ao envelope de minério.

2.2.2 Estudo Geoestatístico do envelope de minério

Geoestatística oferece uma série de ferramentas determinísticas e estatísticas cujo objetivo é modelar espacialmente a *variabilidade* (Deutch & Journel, 1998). O estudo geoestatístico da variabilidade espacial do envelope de minério foi realizado mediante variogramas das variáveis que constam na Tabela 2.4.

Os variogramas experimentais (Figs. 2,13 a 2,18) foram gerados apenas para a unidade mineralizada, utilizando *Software* GSLIB 9.3, e ajustados em planilha Excel.

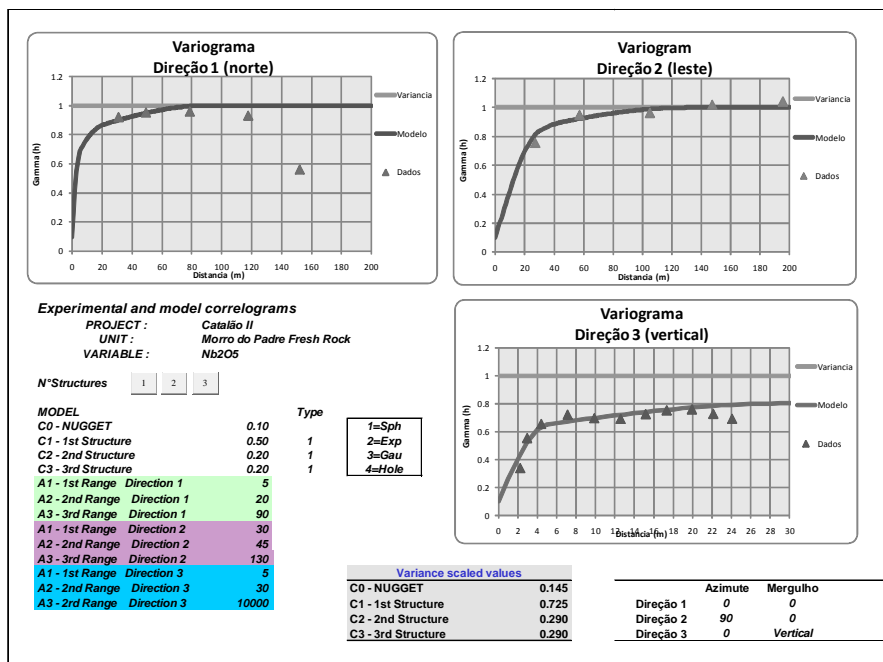


Figura 2-13 Variograma modelado de Nb₂O₅.

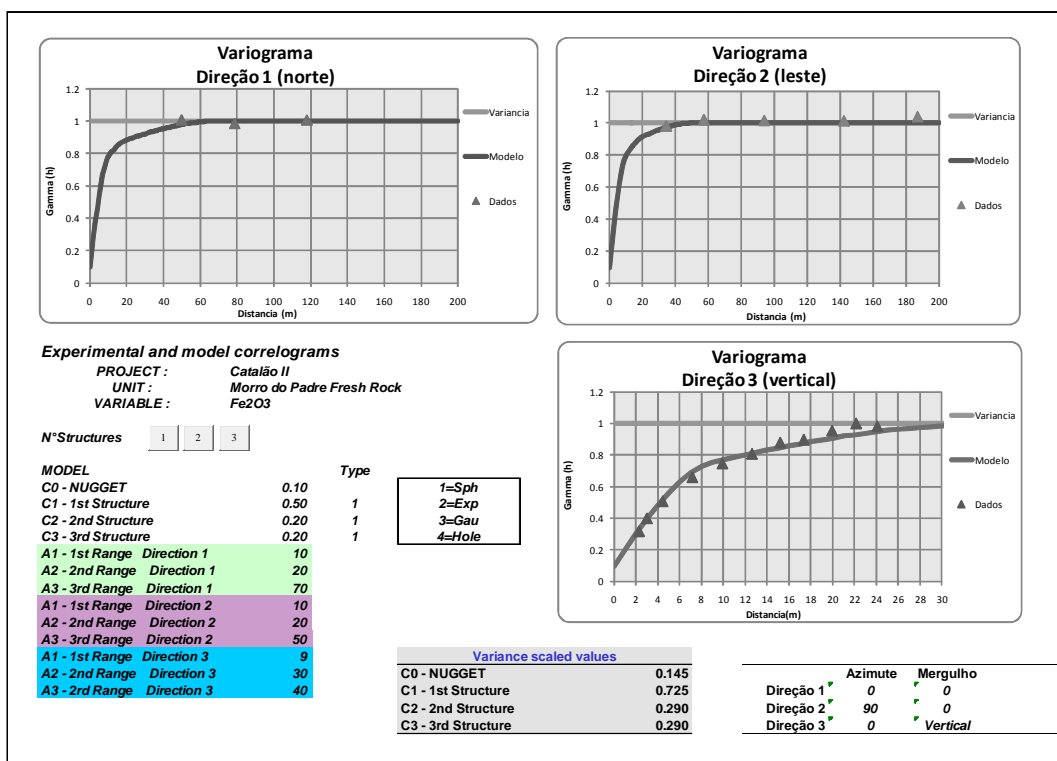


Figura 2-14 Variograma modelado de Fe_2O_3 .

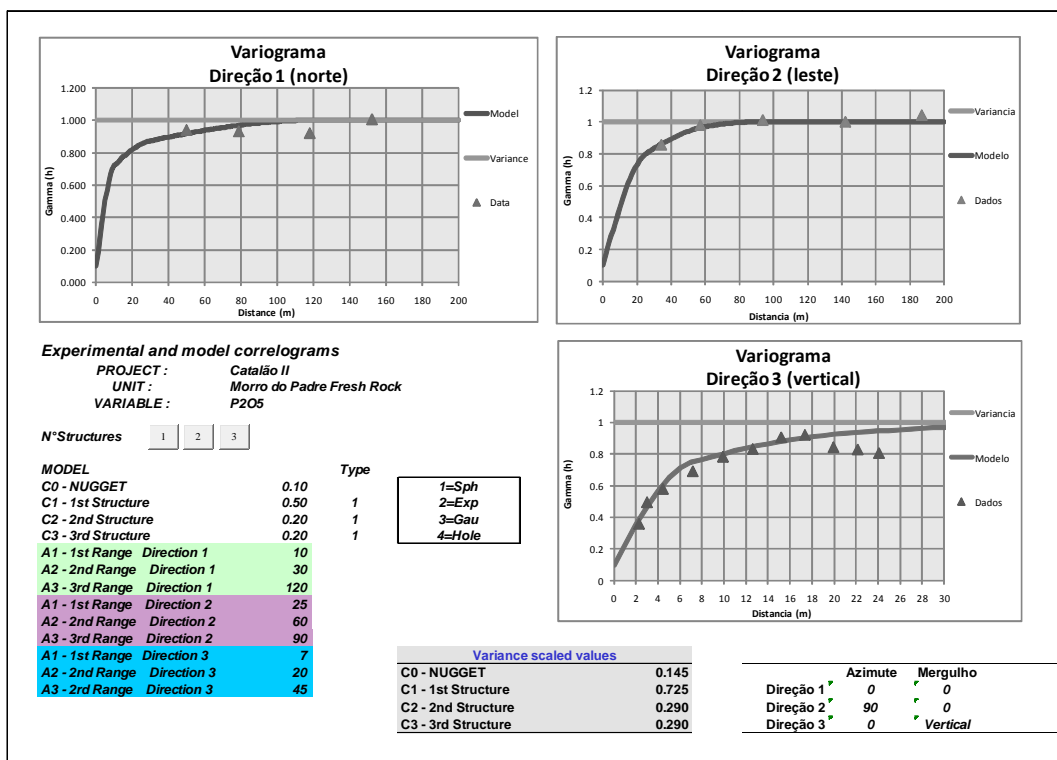


Figura 2-15 Variograma modelado de P_2O_5 .

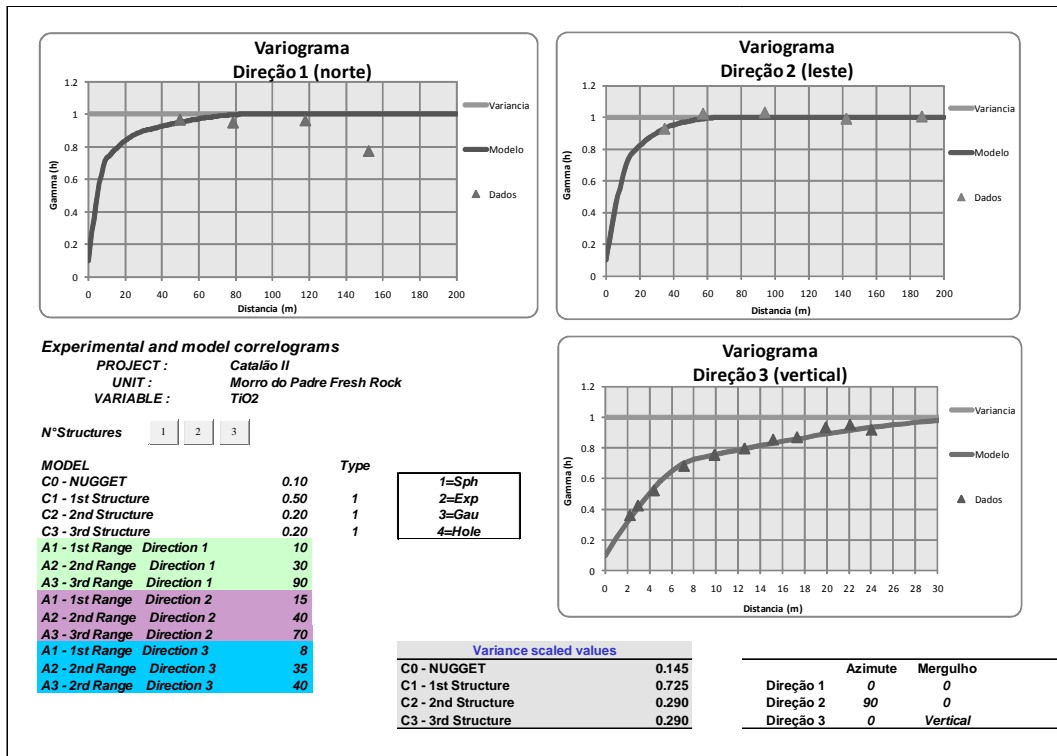


Figura 2-16 Variograma modelado de TiO₂.

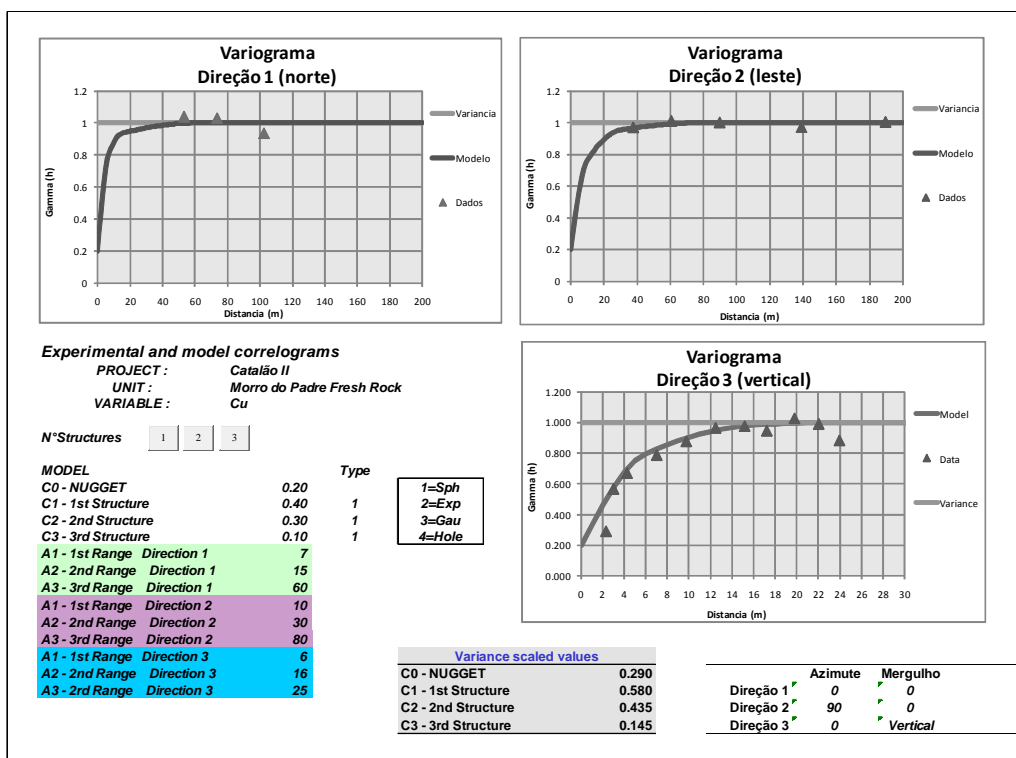


Figura 2-17 Variograma modelado de Cu.

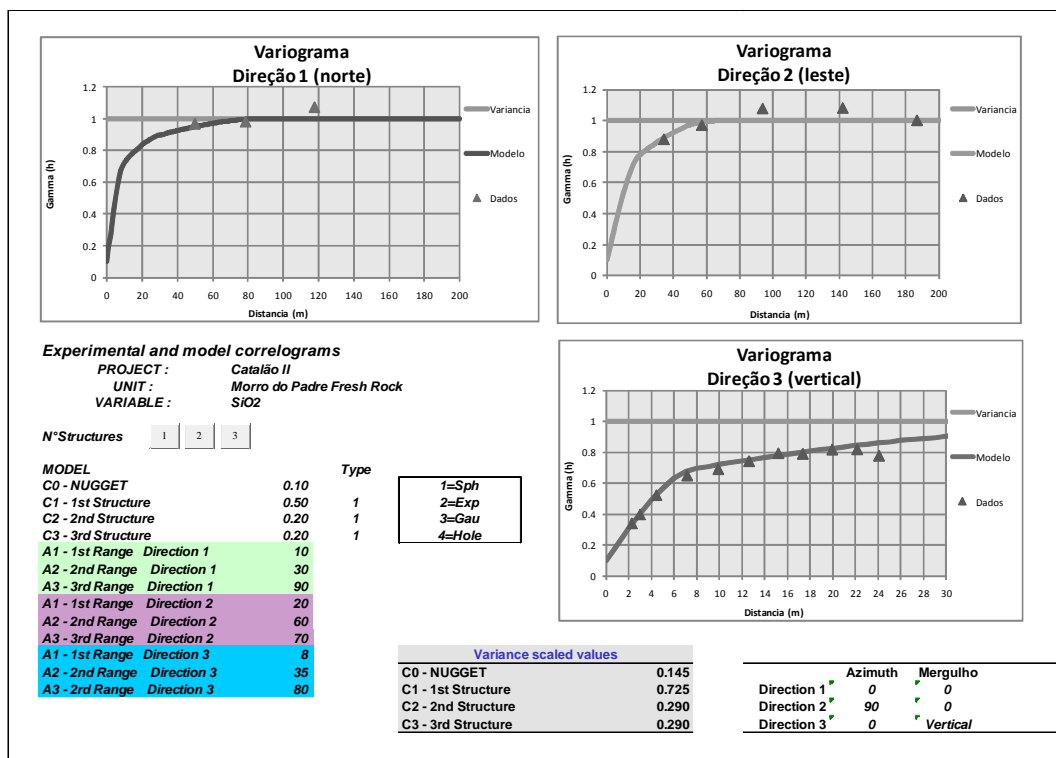


Figura 2-18 Variograma modelado de SiO₂.

De modo geral, segundo norte-sul e leste-oeste o número de amostras é reduzido e representado por uma a cada 50 m. Isto dificultou a identificação de pares com maior correlação espacial, o que foi superado segundo vertical, com amostragem a cada 2,5 m e, assim, permitindo obter as melhores modelagens variográficas.

Os variogramas mostraram que a variação de teores das diferentes variáveis nos eixos norte-sul e leste-oeste é grande para pequenas distancias, enquanto que em profundidade os teores seguem por maiores distancias. Isto é consistente com a geometria da mineralização, tendo em vista o seu controle é exercido por enxames de diques de rochas alcalinas verticais ou com alto mergulho.

Os parâmetros gerados na análise variográfica encontram-se na tabela 2.5.

Variável	Parâmetros variográficos															
	NUGGET	ST1	ST1PAR1	ST1PAR2	ST1PAR3	ST1PAR4	ST2	ST2PAR1	ST2PAR2	ST2PAR3	ST2PAR4	ST3	ST3PAR1	ST3PAR2	ST3PAR3	ST3PAR4
Nb2O5	0.1	1	30	5	5	0.5	1	35	20	30	0.2	1	130	90	10000	0.2
Fe2O3	0.1	1	10	10	9	0.5	1	20	20	30	0.2	1	50	70	40	0.2
TiO2	0.1	1	15	10	8	0.5	1	40	30	35	0.2	1	70	90	40	0.2
SiO2	0.1	1	10	20	8	0.5	1	30	60	35	0.2	1	90	70	80	0.2
P2O5	0.1	1	25	10	7	0.5	1	60	30	20	0.2	1	90	120	45	0.2
Cu	0.2	1	10	7	6	0.4	1	30	15	16	0.3	1	80	60	25	0.1

Tabela 2.5 Parâmetros gerados na análise variográfica do minério primário de nióbio do depósito Morro do Padre

Onde:

- ✓ Nugget: variância produzida pelo efeito pepita
- ✓ ST1: tipo de estrutura utilizada, no caso estrutura 1 é esférica.
- ✓ ST1PAR1: distancia do alcance da primeira estrutura, em metros, na direção leste-oeste.
- ✓ ST1PAR2: distancia do alcance da primeira estrutura, em metros, na direção norte-sul.
- ✓ ST1PAR3: distancia do alcance da primeira estrutura em metros na direção vertical
- ✓ ST1PAR4: variância da primeira estrutura.
- ✓ ST2: tipo de estrutura utilizada, no caso estrutura 1 é esférica.
- ✓ ST2PAR1: distancia do alcance da segunda estrutura, em metros, na direção leste-oeste.
- ✓ ST2PAR2: distancia do alcance da segunda estrutura, em metros, na direção norte-sul.
- ✓ ST2PAR3: distancia do alcance da segunda estrutura, em metros, na direção vertical
- ✓ ST2PAR4: variância da segunda estrutura.
- ✓ ST3: tipo de estrutura utilizada, no caso estrutura 1 é esférica.
- ✓ ST3PAR1: distancia do alcance da terceira estrutura, em metros, na direção leste-oeste.
- ✓ ST3PAR2: distancia do alcance da terceira estrutura, em metros, na direção norte-sul.
- ✓ ST3PAR3: distancia do alcance da terceira estrutura, em metros, na direção vertical
- ✓ ST3PAR4: variância da terceira estrutura.

2.2.3 Interpolação de teores (Krigagem Ordinária)

Para avaliar o potencial econômico de uma determinada área é necessário conhecer dois fatores o teor e o volume ou massa. O valor absoluto dos teores das

amostras pode fornecer uma boa informação sobre o teor do depósito, porém não informa volume ou massa. Logo, é necessário interpolar valores para prever teores em locais não amostrados e gerar um sólido tridimensional (envelope) representativo do corpo de minério.

O método de estimativa de teores mais utilizado para avaliar recursos minerais é a krigagem por ser um método de interpolação que emprega as medidas de continuidade espacial previamente obtidas. Outros métodos clássicos, utilizados outrora, como o método dos polígonos e a inverso da distância, apesar de serem intuitivos e simples, têm desvantagens em relação à krigagem, pois não consideram o suporte amostral ou o padrão de variabilidade espacial e não fornecem medida do erro da estimativa.

Para a interpolação das variáveis acima descritas, foram utilizados os parâmetros dos variogramas (Tabela 2.5) e parâmetros de busca (Tabela 2.6).

Parâmetros de busca											
SDIST1	SDIST2	SDIST3	MINNUM1	MAXNUM1	SVOLFAC2	MINNUM2	MAXNUM2	SVOLFAC3	MINNUM3	MAXNUM3	MAXKEY
70	40	230	10	40	1.5	8	40	2	4	40	5

Tabela 2.6 Parâmetros de busca para interpolação de variáveis na avaliação do minério primário de nióbio do depósito Morro do Padre

Onde:

- ✓ SDIST1: raio de busca na direção leste-oeste, expresso em metros.
- ✓ SDIST2: raio de busca na direção norte-sul, expresso em metros.
- ✓ SDIST3: raio de busca na direção vertical, expresso em metros.
- ✓ MINIMUM1: mínimo de amostras necessárias para interpolar valores na direção leste-oeste, no primeiro elipsóide de busca
- ✓ MAXNUM1: máximo de amostras para interpolar valores na direção leste-oeste, no primeiro elipsóide de busca.
- ✓ SVOLFAC2: fator de multiplicação dos raios do primeiro elipsóide de busca.
- ✓ MINIMUM2: mínimo de amostras necessárias para interpolar valores na direção leste-oeste, no segundo elipsóide de busca.
- ✓ MAXNUM2: máximo de amostras para interpolar valores na direção leste-oeste, oeste no segundo elipsóide de busca.
- ✓ SVOLFAC3: fator de multiplicação dos raios do primeiro elipsóide de busca.

- ✓ MINIMUM3: mínimo de amostras necessárias para interpolar valores na direção leste-oeste, no terceiro elipsóide de busca.
- ✓ MAXNUM3: máximo de amostras para interpolar valores na direção leste-oeste, no terceiro elipsóide de busca.
- ✓ MAXKEY: número máximo de amostras disponíveis para interpolação no mesmo furo de sonda.

O arquivo de parâmetros de busca constrói uma estrutura elipsoidal para correlacionar amostras no espaço segundo raios de busca distintos em cada direção. No caso em questão, o elipsóide principal (primeiro) possui eixos de 70 m de raio segundo leste-oeste, 40 m na direção norte-sul e 230 m na vertical (Figura 2.19).

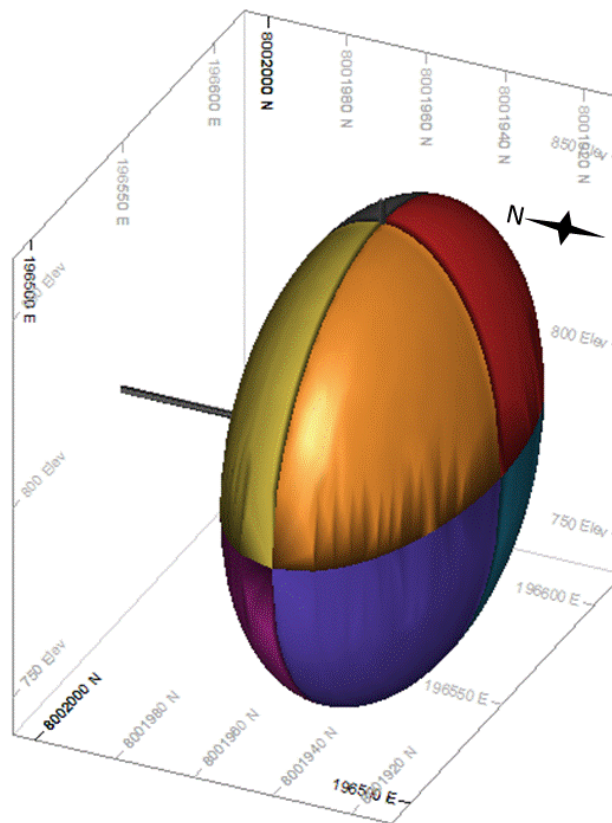


Figura 2-19 Elipsóide de busca, com 70 m de raio segundo leste-oeste, 40 m na direção norte-sul e 230 m na vertical

O elipsóide de busca deve refletir a geometria do minério e as condições em que o elemento de interesse foi concentrado. No caso do nióbio, a concentração ocorreu verticalmente por se tratar de enxames de diques, com direção principal leste-oeste e menor extensão norte-sul.

A figura 2.20 mostra os dois corpos de minério do depósito. Notar que o minério alterado situa-se exatamente sobre o minério de rocha fresca, mostrando a direta relação entre a rocha fonte e o seu perfil de intemperismo. A alteração das rochas alcalinas, que ocorrem como diques encaixados nas rochas metassedimentares, gerou um perfil confinado e com pouco espalhamento horizontal. O enriquecimento supergênico está associado principalmente à lixiviação do carbonatito, que também ocorre como diques. Por essa razão, a perda de massa não é considerada grande, porém suficiente para aumentar o teor de minério de nióbio no solo em uma taxa de 32% (Tabela 2.8)

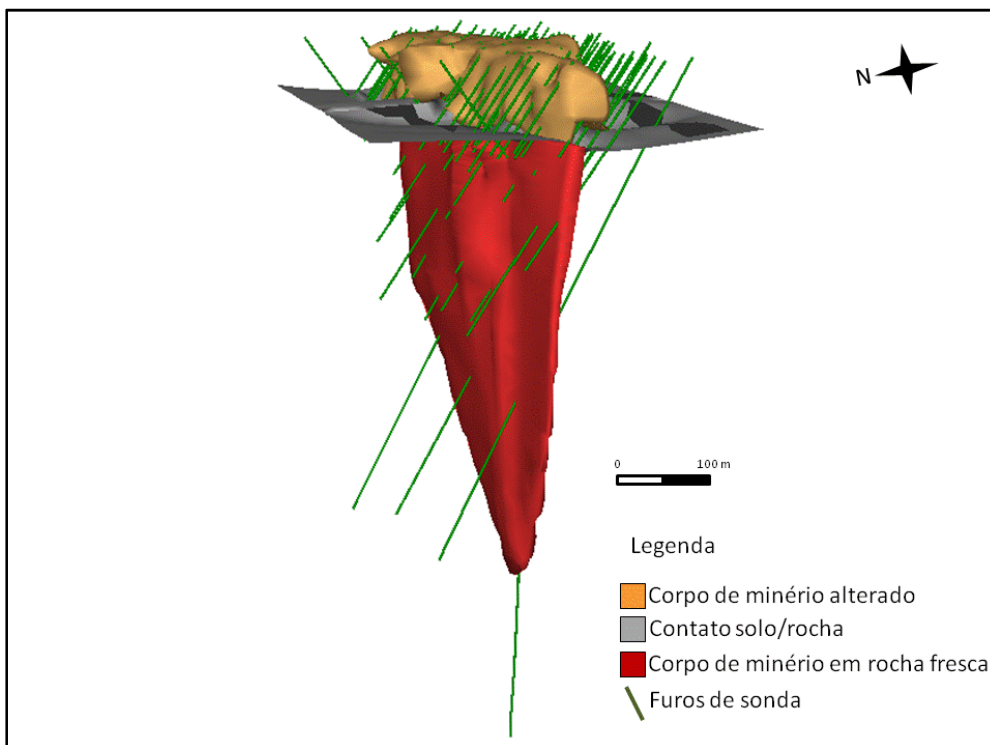


Figura 2-20 Modelo de solo (minério supergênico) e rocha fresca (minério primário). A superfície cinza representa o contato solo/rocha. As linhas verdes representam os furos de sonda.

2.2.4 Validação da interpolação (Krigagem Ordinária)

Com o modelo de blocos preenchido por valores interpolados é necessário comparar os valores estimados com os amostrados, para validar a interpolação. Essa comparação é importante para averiguar se há tendências no modelo que diferem das amostras, o que pode resultar em sobre ou subavaliação do depósito.

A validação da interpolação de dados é feita por comparação visual dos valores das amostras com os atribuídos aos blocos. O processo também inclui a avaliação da diferença relativa da média de teores das amostras e as dos blocos avaliados, bem como a análise de tendências das amostras e dos blocos interpolados.

A tabela 2.7 fornece os teores dos parâmetros amostrados e estimados. A comparação das médias de cada parâmetro mostra que a diferença de teores mostra que a diferença de teores é inferior a 4%. No caso do nióbio, essa diferença é ainda menor (1%) e do cobre é maior (17%). A diferença maior do cobre resulta do reduzido número de dados (401) para a interpolação, em contraste com o número de amostras dos demais parâmetros (1006).

Amostras desagrupadas (declustered) de minério						Blocos Krigados					
Parâmetros	n° de amostras	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	n° de amostras	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Diferença da média
Nb ₂ O ₅ (%)	1006	0.01	7.87	1.41	1.02	361888	0.12	5.48	1.43	0.37	1%
Fe ₂ O ₃ (%)	1006	0.61	73.01	25.03	13.76	361888	5.93	59.51	26.13	5.58	4%
TiO ₂ (%)	1006	0.01	10.19	2.59	1.71	361888	0.51	7.52	2.66	0.71	3%
SiO ₂ (%)	1006	0.11	59.43	15.88	10.19	361888	2.70	44.82	15.38	4.27	-3%
P ₂ O ₅ (%)	1006	0.02	16.62	3.74	2.49	361888	0.39	14.37	3.74	1.02	0%
Cu (ppm)	401	2.30	8563.00	1234.55	1266.72	361888	279.87	4956.60	1483.31	519.38	17%

Tabela 2.7 Comparação dos teores das amostras e dos blocos krigados

Os histogramas da figura 2.21 mostram o efeito da suavização da krigagem. O espalhamento de teores de nióbio no histograma das amostras é muito maior do que do modelo krigado, o que é evidenciado pelos teores mínimos e máximos das amostras (0,01% de Nb₂O₅ e 7,87% de Nb₂O₅ respectivamente), e dos blocos krigados (mínimo de 0.12 %Nb₂O₅ e máximo 5,48 %Nb₂O₅). Por outro lado, as médias dos dois casos são muito próximas com diferença de 0,02%, 1,41% de Nb₂O₅ para as amostras e 1,43% para os blocos.

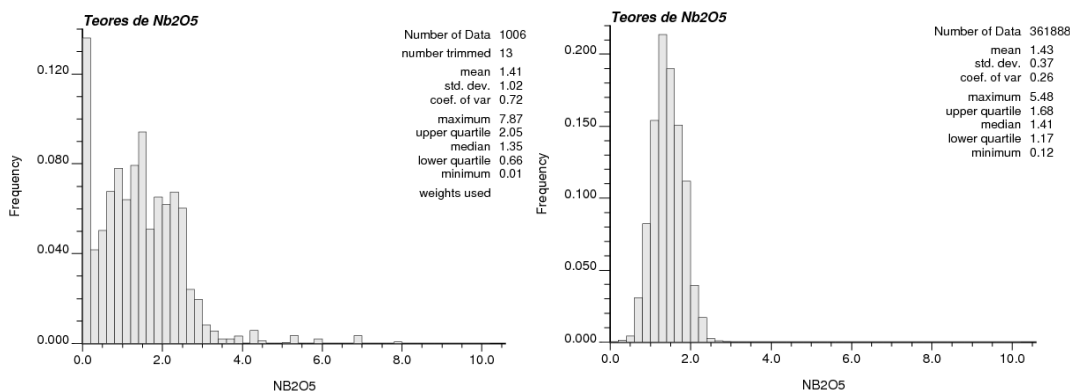


Figura 2-21 Comparação do histograma de teores de Nb₂O₅ nas amostras (à esquerda) e no modelo de blocos (à direita).

A análise de tendência também é utilizada para validar a interpolação de dados. A variação dos blocos krigados das amostras pode ser grande quando seu número é reduzido, ou os variogramas estão mal ajustados, os parâmetros de busca são incoerentes com a geometria do depósito.

No sentido oeste-leste (Fig. 2.22) as médias das amostras e dos blocos krigados são muito próximas e não há muita variação de teor de nióbio. Isto ocorre porque essa é a direção do corpo mineralizado.

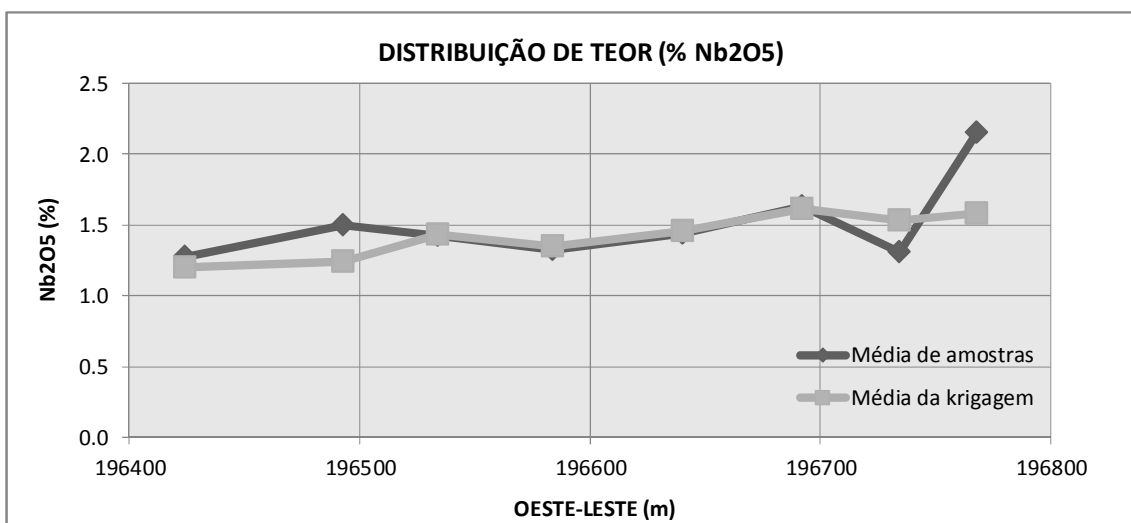


Figura 2-22 Gráfico que mostra resultado análise de tendência na direção oeste-leste.

No sentido sul-norte (Fig. 2.23) há uma tendência de teores de nióbio mais altos para norte. Isso pode ser explicado pela posição espacial dos furos, que são em sua maioria inclinados para norte, de modo que cortam mais estéril a sul do que a norte. Tal qual na direção leste-oeste, as médias de blocos krigados e amostras na direção norte-sul exibem o mesmo comportamento, formando linhas aproximadamente paralelas.

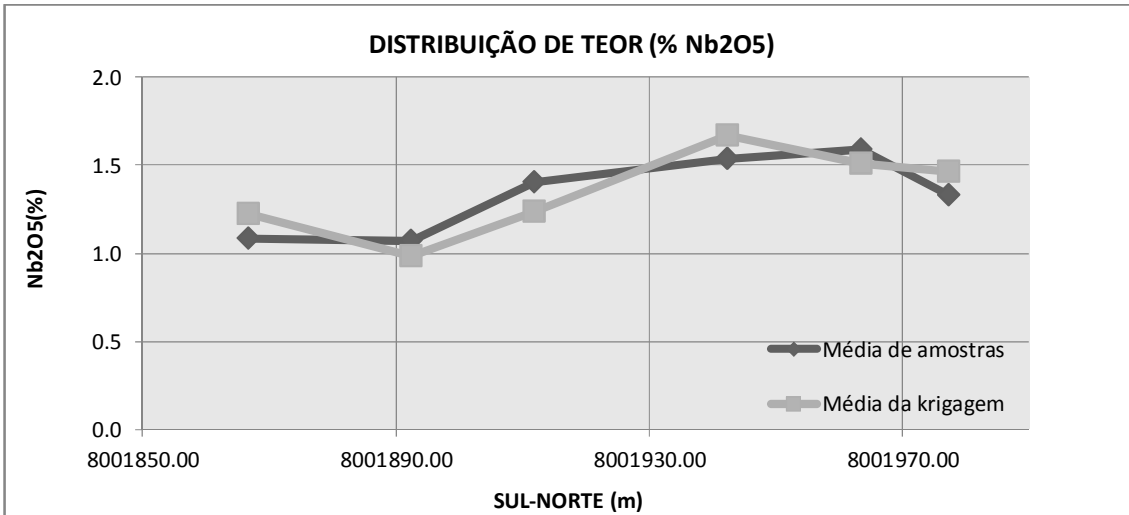


Figura 2-23 Gráfico que mostra resultado da análise de tendência na direção sul-norte.

Na componente vertical (Fig. 2.24) nota-se o efeito da quantidade de informação na variação dos teores nas amostras original caracterizado por uma distribuição errática decorrente da diminuição do número de amostras com a profundidade. Contudo, por efeito de suavização dos teores de Nb₂O₅, estes não se afastam muito da média no modelo krigado.

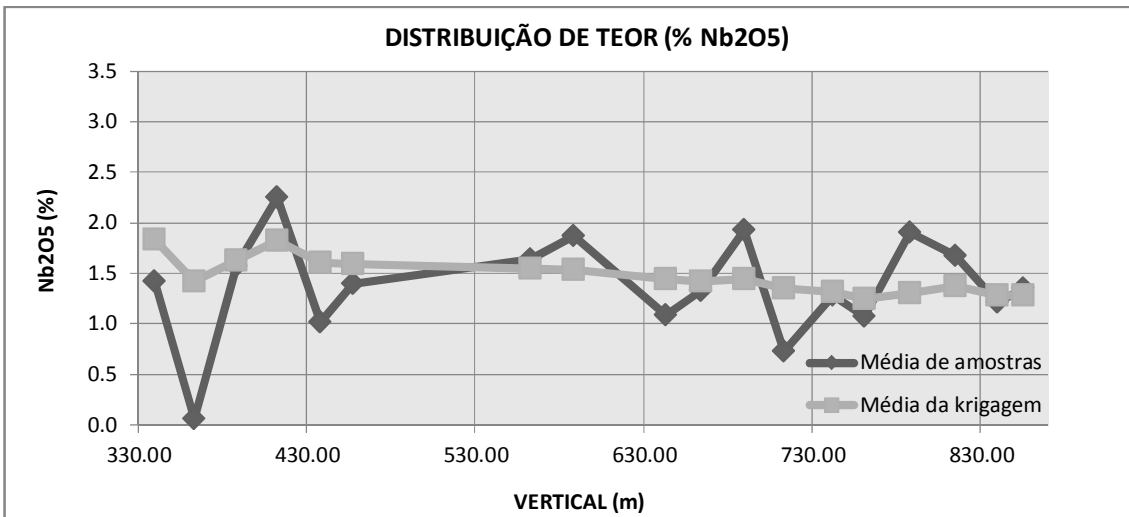


Figura 2-24 Gráfico que mostra resultado análise de tendência na direção vertical.

2.2.5 Determinação da Densidade

A determinação da densidade foi realizada em amostras do corpo de minério e do estéril mediante o emprego de 20 cm de testemunho de sondagem a cada 2,5 m, com a manutenção do seu formato cilíndrico.

O volume do fragmento foi determinado com a equação de corpos cilíndricos dada por ($V = \pi.r^2.h$), onde V é o volume, $\pi = 3,14$, r^2 é o raio ao quadrado (cm^2) e H é a altura (cm). As dimensões foram obtidas com emprego de paquímetro digital DIGIMESS,.O valor da altura (H) foi obtido pela média de quatro medidas longitudinais do fragmento de testemunho e do raio (r) pela média de seis medidas de diâmetro (Fig. 2.25).

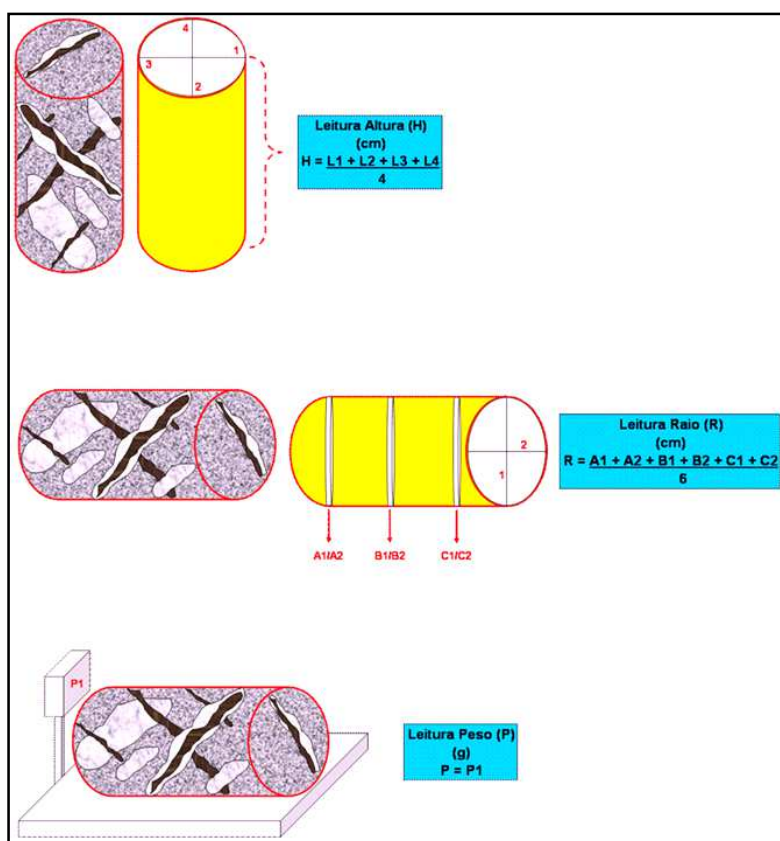


Figura 2-25 Esquema demonstrativo do procedimento de coleta de dados para ensaio de densidade.

A massa é dada em gramas, obtida com balança digital semi-analítica modelo *Explore*, marca OHAUS. A cada cinco amostras pesadas utilizou-se pesos padrão de 1.0 e 2.0 Kg, alternadamente, para conferir a calibração da balança (Figura 2.26).

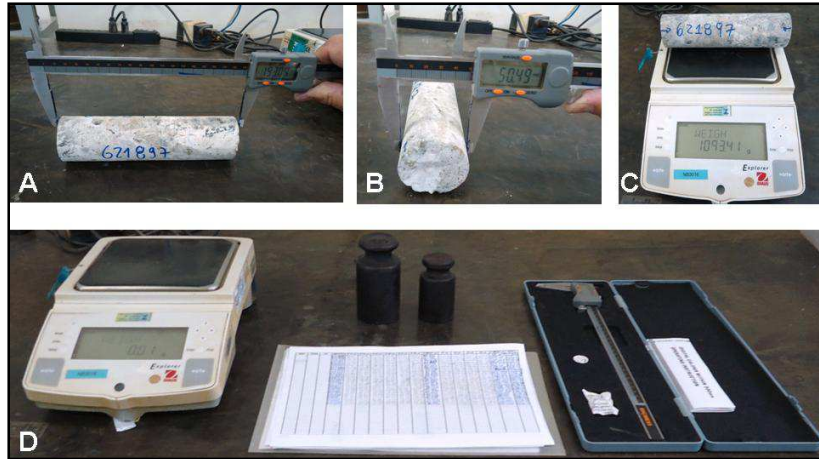


Figura 2-26 Em (A) medição longitudinal (04 medidas) do fragmento de testemunho. Em (B) medição do diâmetro (06 medidas). Em (C) medição da massa. Em (D) verifica-se todo material utilizado: paquímetro digital, balança digital, pesos padrão e planilha de registro e planilha de registro em papel (back up).

O histograma da figura 2.27 mostra a frequência das medidas de densidade obtidas com as amostras. O quartil inferior, com densidade de $2,63\text{g/cm}^3$ corresponde a dos fenitos e carbonatitos, e a do superior, de $4,47\text{g/m}^3$, a dos nelsonitos e magnetititos. No cálculo da massa do depósito foi empregada a média de $2,99\text{g/m}^3$.

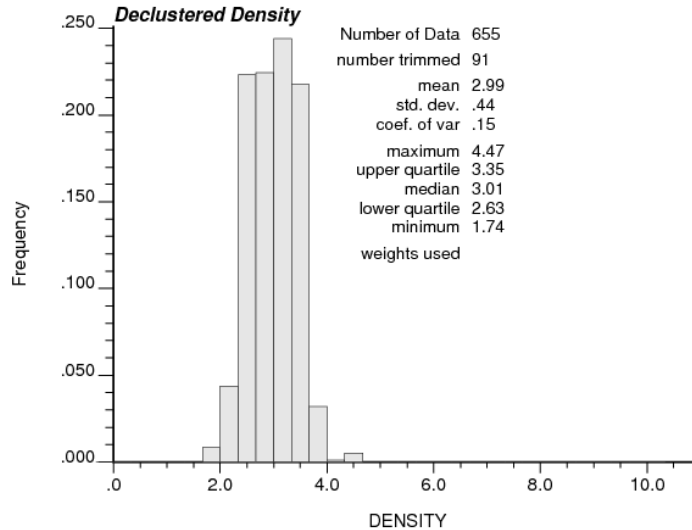


Figura 2-27 Histograma de medidas de densidade de testemunhos de sondagem do depósito Morro do Padre.

2.2.6 Classificação de recursos minerais

A classificação de recursos minerais do depósito estudado foi feita com o emprego das normas do *Australasian Code for Mineral Resources and Ore Reserves Reporting of Exploration Results*, desenvolvido pelo *The Joint Ore Reserves Committee of The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Australian Institute of Geoscientists and Minerals Council of Australia* (JORC, 2004). O Código JORC, foi criado em 1989 pelo Comitê Australiano de Reservas de Minério para regulamentar padrões mínimos, fazer recomendações e estabelecer as linhas mestras para reportar recursos minerais e reservas de minério na Austrália. O código tem sido a principal ferramenta reguladora nas empresas de mineração de porte internacional para informar seus recursos minerais e/ou reservas de minério.

A figura 2.28 mostra as relações entre os resultados obtidos com exploração mineral, a categorização dos recursos minerais, segundo os critérios do JORC, 2004). Neste trabalho são reportados apenas recursos minerais inferidos e indicados.

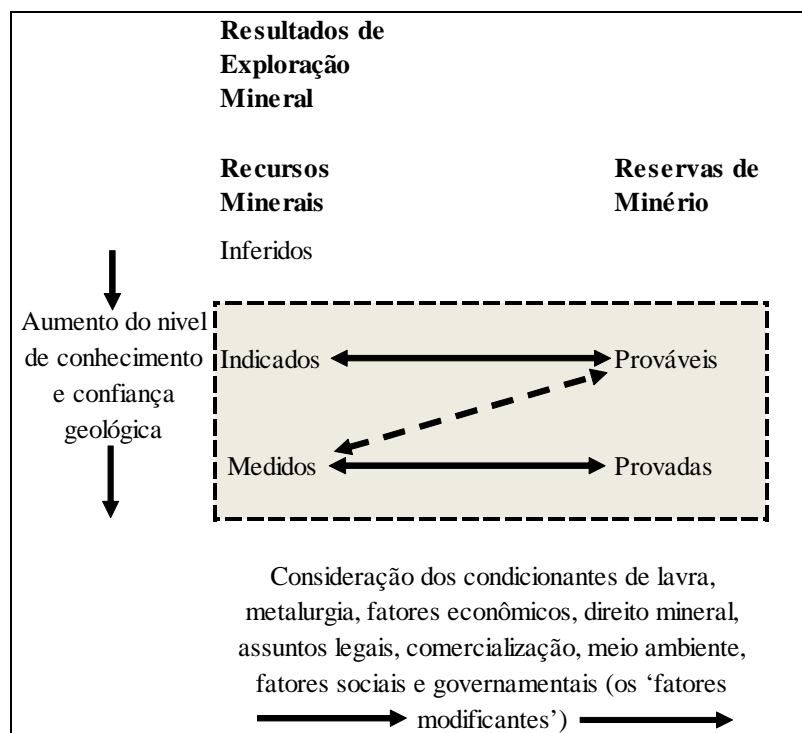


Figura 2-28 Relação entre resultados de exploração mineral, recursos minerais e reservas de minério (JORC, 2004).

A tabela 2.8 fornece os recursos minerais em solo (Assis, 2009), e em rocha fresca (este trabalho).

RECURSOS MINERAIS								
TIPO	Medido		Indicado		Inferido		Total	
	Toneladas (x1000)	Nb2O5 (%)	Toneladas (x1000)	Nb2O5 (%)	Toneladas (x1000)	Nb2O5 (%)	Toneladas (x1000)	Nb2O5 (%)
Supergênico	2771	1,72	210	1,35	-	-	2981	1,69
Primário	-	-	2574	1,27	8944	1,54	11518	1,48
Total	2771	1,72	2784	1,28	8944	1,54	14499	1,52

Tabela 2.8 Recursos minerais totais do depósito de nióbio Morro do Padre, avaliados com o emprego de Datamine Studio 2 e informados segundo o Código JORC.

O comportamento dos recursos de nióbio em rocha fresca é mostrado na figura 2.29, onde observa-se que a tonelagem e teor se mantêm quase constantes até o teor de corte de 0,5 %Nb₂O₅, o que determinou a escolha deste valor na modelagem do envelope de minério.

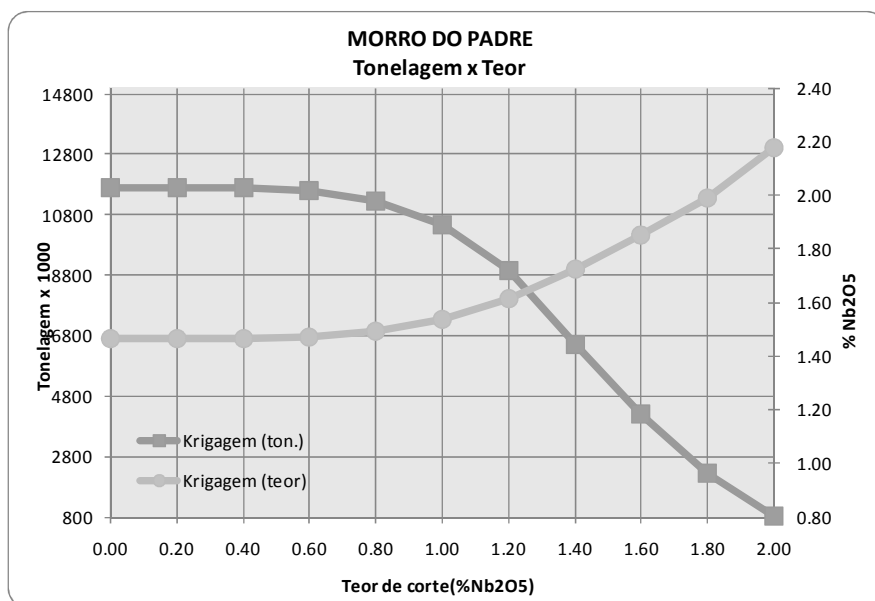


Figura 2-29 Relação entre massa e teor para os diferentes teores de corte no minério de nióbio do Depósito Morro do Padre determinados por krigagem.

3 GEOLOGICAL MODELING OF THE MORRO DO PADRE Nb DEPOSIT, CATALÃO 2 PHOSCORITE-CARBONATITE COMPLEX, BRAZIL (artigo a ser submetido à economic geology)

Geological modeling of the Morro do Padre Nb deposit, Catalão 2 phoscorite-carbonatite complex, Brazil

Matheus Palmieri^{1,2}

José Affonso Brod^{3,4}

José Carlos Gaspar¹

Paulo Afonso Ribeiro Barbosa⁵

Tereza Cristina Junqueira-Brod³

Sergio Augusto Machado²

Bruno Palhares Milanezi²

Pedro Filipe de Oliveira Cordeiro¹

Luis Carlos de Assis²

1 - UnB - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia

2 - Anglo American Brasil

3 - UFG - Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Sócio-Ambientais

4 - CNPQ - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

5 - Santa Elina

Abstract

The Morro do Padre Nb deposit, in the Catalão 2 alkaline-carbonatite deposit is composed of dike swarms of alkaline rocks (nelsonite, carbonatite, phlogopite picrite, with subordinate bebdourite and syenite), injected into Precambrian phyllites and amphibolites, which were metasomatized as the result of the intrusions. At least two generations of nelsonite (N1 apatite nelsonites and N2 magnetite-rich pseudonelsonites) and carbonatite (C1 calciocarbonatite and C2 magnesiocarbonatite) are recognized in the deposit. N1 evolves to C1 through fractional crystallization, and these two rock-types occur mainly at depth. N2 seems to be formed as cumulates on the walls of C2 dikes.

Pyrochlore, the Nb-bearing phase is hosted mainly in nelsonites and, to a lesser extent, in carbonatites. Evidence from exploration geochemistry and geophysics, drill

core descriptions, petrography, whole-rock geochemistry and pyrochlore mineral chemistry were combined in this work to define the lithological types and magmatic evolution of the primary (fresh-rock) ore and the overlying residual (supergene) ore. The modelling of the various rock-types and ore-bodies allowed us to establish their geometry, mutual relationships, evolution, and economic relevance.

The Morro do Padre deposit may be subdivided in three main zones: upper, intermediate, and lower. The first corresponds to the supergene ore, coincides with the weathering cover, and may be further subdivided into kaolinite-oxide ore, silcrete ore, and micaceous ore. The second and third zones correspond to distinct domains of the primary (fresh-rock) ore and are characterized, respectively, by stockworks of nelsonite and carbonatite dikes in fenitized phyllites and amphibolites, and by a small chamber or sill filled with cyclic, rhythmically layered units varying from apatite nelsonite to carbonatite.

The ore envelope within the soil cover is ca. 70 meters deep, extends for 475 meters E-W, and 100 meters N-S, and contains total resources of 2.981 Mt @ 1.69 % Nb₂O₅. The Nb resources in fresh rock (i.e. Intermediate Zone + Lower Zone) amount to 11.518 Mt @ 1.48 % Nb₂O₅. The total Nb resources of the Morro do Padre Deposit (measured + indicated + inferred; primary + supergene ore) is 14.499 Mt @ 1.52 % Nb₂O₅.

Keywords: nelsonite, carbonatite, pyrochlore, resource evaluation

3.1 INTRODUCTION

Phoscorite-carbonatite complexes are rare in the geological record, with only little over 20 occurrences known worldwide (Krasnova et al., 2004). Nevertheless, igneous complexes containing associations of phoscorite, carbonatite, and alkaline silicate rocks have a strong potential for ore deposits, which may form in a wide variety of mineralization styles and include P, Nb, Cu, REE, Ba, Ti, vermiculite, and lime, among others. The world production of the high-technology metal Nb comes mostly from carbonatite complexes, particularly those in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP), Brazil, such as the giant Araxá deposit (Issa Filho et al., 1984; Silva, 1986) and smaller deposits in the Catalão 1 (Baecker, 1983; Gierth & Baecker, 1986; Gierth et al., 1985; Cordeiro et al., 2010; 2011a; 2011b) and Catalão 2 (this work) complexes. Together, these deposits respond for ca. 90% of the world Nb production, but their geological features and the metallogenic controls are still poorly known.

In this work we discuss the structure and mineralization styles of the Morro do Padre Nb deposit in the Catalão 2 complex, on the basis of geophysical, geochemical, and mineralogical data, and present a geological model of the deposit.

3.2 REGIONAL GEOLOGIC SETTING

The Late-Cretaceous alkaline rocks of southern Goiás and western Minas Gerais states, in central and southeastern Brazil, have been grouped under the designation of Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) by Gibson et al. (1995). The province spreads over an area of 25,000 km² and consists mainly of kamafugitic lavas and plugs, with subordinate kimberlite diatremes and alkaline-carbonatite plutonic complexes. This extensive magmatic activity is interpreted as the result of the impact of the Trindade mantle plume head under the continental lithosphere of central Brazil at ca. 90 Ma, melting the overlying metasomatized lithospheric mantle to produce voluminous ultrapotassic magmas (Gibson et al., 1995; Thompson et al., 1998).

The alkaline-phoscorite-carbonatite complexes in the APIP (Fig. 3.1) have a strong ultrapotassic character and kamafugitic affinity (Brod et al., 2000; 2004). They are co-genetic with the numerous small kamafugite pipes occurring throughout the province and with the kamafugite lavas and pyroclastics of the Mata da Corda Group (Leonardos et al., 1991; Sgarbi & Gaspar, 2002; Sgarbi et al., 2004; Araújo et al., 2001). The complexes consist of intrusive rocks belonging to three distinct petrogenetic series – bebedourite, phoscorite, and carbonatite (Brod et al., 2004), closely related to each other by a complex interplay of crystal fractionation, liquid immiscibility, and degassing (Brod, 1999; Cordeiro et al., 2010; Cordeiro et al., 2011a; Cordeiro et al., 2011b; Grasso, 2010; Barbosa, 2009; Ribeiro, 2008; Palmieri, 2011).

The province is an important mineral district in Brazil, mainly due to ultramafic alkaline carbonatite- and phoscorite-bearing plutonic complexes containing economic deposits of niobium and phosphate, as well as large unexploited titanium, vermiculite and REE reserves (Grossi Sad & Torres, 1976; Berbert, 1984; Issa Filho et al., 1984; Silva, 1986; Torres, 1996; Carvalho & Bressan, 1997; Gierth & Baecker, 1986; Brod et al., 2004; Ribeiro, 2008; Cordeiro et al., 2011a). Five such localities are known in the province, namely Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra and Catalão, some of which actually consist of more than one intrusion (e.g. Salitre 1, Salitre 2, and Salitre 3; Catalão 1 and Catalão 2). The alkaline rocks of the APIP intrude Proterozoic metasedimentary rocks of the Brasília Fold Belt, adjacent to the southern border of the

São Francisco Craton, along a NW-trending structure known as the Alto Paranaíba Arch (Fig. 3.1).

Weathering played a decisive role in ore concentration in the APIP complexes, leading to supergene enrichment of the ores. Where the complexes were emplaced as a dome structure into weather-resistant country rocks (e.g. Catalão 1, Serra Negra, Salitre 1, Tapira) the latter formed an elevated aureole that protected the alkaline rocks from erosion, whilst favouring the establishment of a deep (up to 200 m) soil cover. Catalão 2 does not have such an aureole of weather-resistant rocks, which contributed to the establishment of a drainage basin to the southwest of the complex and the consequent partial erosion of the soil cover. Nevertheless, a substantial thickness of soil remains on top of the alkaline rocks, reaching ca. 80 m in depth.

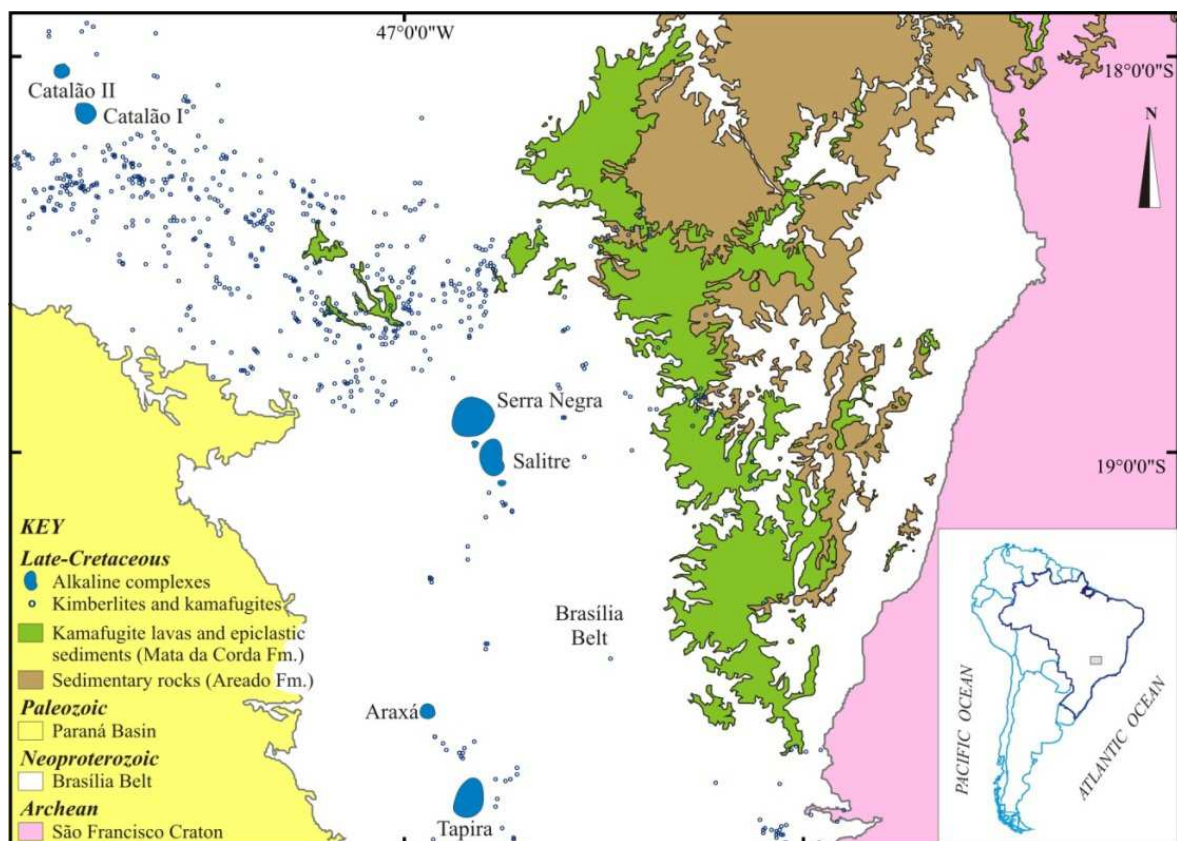


Figure 3-1 Geological map of the Alto Paranaíba Igneous Province, showing the large alkaline-carbonatite complexes and numerous small kamafugite/kimberlite intrusions. Also note the large area covered by the Mata da Corda kamafugitic lavas em pyroclastics. Adapted from Oliveira et al. (2004)

3.3 THE CATALÃO ALKALINE-CARBONATITE-PHOSCORITE COMPLEXES

Catalão 2 (83.4 ± 0.9 Ma, Rb–Sr, Machado Junior, 1992) and the nearby Catalão 1 are the northernmost carbonatite-bearing complexes in the APIP (Fig. 3.1). Both contain important mineral deposits, including phosphate (Carvalho & Bressan, 1997; Palmieri et al., 2006), niobium (Carvalho & Bressan, 1997; Cordeiro et al., 2011a, this work), rare-earth elements (Ribeiro et al., 2005a; Ribeiro et al., 2005b), titanium, vermiculite, and barite. Two phosphate mines (Vale Fertilizantes and Copebrás) are in operation in Catalão 1. Niobium was produced until 2000 from Catalão 1 (Mine I and Mine II) and is currently mined from the Boa Vista (BV) mine in Catalão 2. Still unexploited Nb deposits comprise East Area, in Catalão 1, and Morro do Padre (MP) and Mineração Farm (MF) in Catalão 2. Barite is occasionally produced on a small scale, as a by-product of phosphate mining. Ti, REE, and vermiculite are unexploited to date.

All previous and current mining operations concentrate on residual deposits located within the soil cover, but significant Nb resources are present in the fresh rock (this work).

In Catalão 1, the niobium orebodies occur near the center of the complex, surrounded by the phosphate deposits. On the other hand, in Catalão 2 the main niobium deposits (BV and MP) are in the southern portion of the complex, whereas the northern portion contains an important phosphate (Coqueiros) deposit. Mineração Farm is a small Nb deposit located in the central part of Catalão 2, intruding the Southern border of Coqueiros (Fig. 3.2)

3.4 GEOLOGY OF THE CATALÃO 2 COMPLEX

Similarly to many other APIP carbonatite-bearing complexes (Santos & Clayton, 1995; Brod et al., 2001; 2004; Ribeiro et al., 2001; 2005a), Catalão 2 can be understood as one or more shallow magma chambers of multiphase evolution. In these complexes, a parental magma of kamafugitic affinity (Brod et al., 2000; Barbosa, 2009; Ribeiro, 2008; Grasso, 2010) evolved through complex combinations of fractional

crystallization, liquid immiscibility, magmatic segregation and degassing/metasomatism, resulting in a wide diversity of lithotypes and mineralizations with intricate contact relationships.

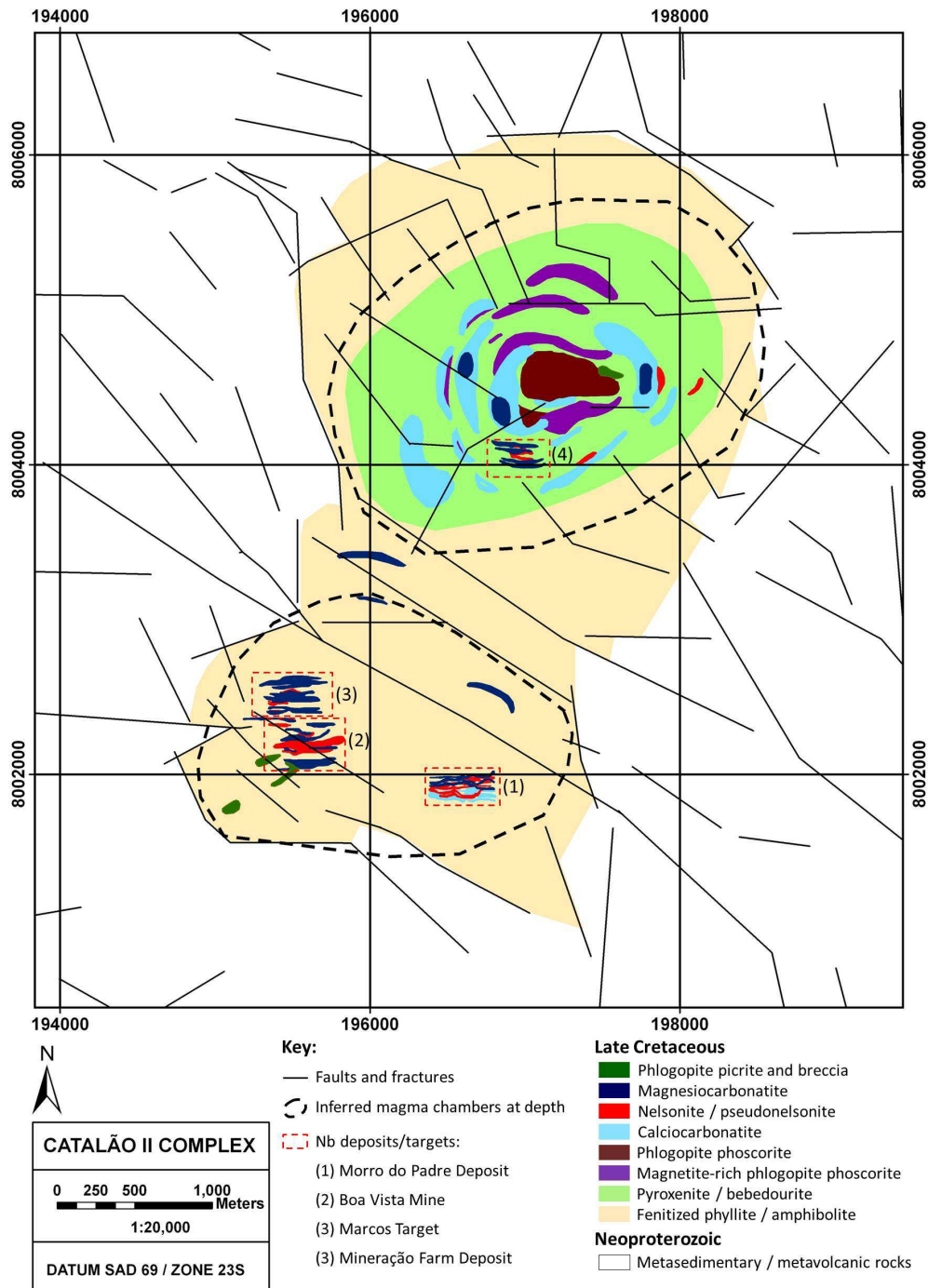


Figure3-2 Geological Map of the Catalão II Complex. The concentricly zoned area of alkaline rocks in the northern portion forms the Coqueiros phosphate deposit. Areas dominated by dikes in the southern portion are niobium deposits (Morro do Padre, Boa Vista Mine, and Marcos Target). The small area of nelsonite and carbonatite dikes within the Coqueiros intrusion is the Mineração Farm Nb deposit. After Palmieri (2011).

Figure 3.2 shows a geologic map of the complex. The alkaline magmatic rocks are only partially exposed through the country-rock roof. A large exposure occurs in the north of the complex, representing a shallow magma chamber. Smaller occurrences found in the south consist of dike swarms of nelsonites, and carbonatites, with subordinate alkaline silicate rocks (phlogopite picrites and bebedourites), intruding fenitized Precambrian phyllites and amphibolites. The alkaline rocks in the northern and southern portions of the complex show remarkable differences in composition and mode of emplacement (Palmieri et al., 2011-in preparation).

The southern portion of Catalão 2 contains most of the niobium mineralization (Morro do Padre Deposit, Boa Vista Mine, and Marcos Target, Fig. 3.2) and is characterized by nelsonite and carbonatite dykes intruding and fenitizing phyllites, quartzites and amphibolites. The northern area contains a phosphate deposit (Coqueiros), characterized by a succession of alkaline silicate rocks (mostly pyroxenites and bebedourites), phoscorites, apatitites, and carbonatites. In the Coqueiros domain, these rock-types often grade into each other and form circular structures in map, typical of a differentiating magma chamber. A small swarm of Nb-rich nelsonite and carbonatite dikes intrudes the Coqueiros rocks, forming the Mineração Farm Nb deposit.

The contrast in lithology and intrusion mode, the circular shape of the Coqueiros area in the north, and the outline of the complex (figure 3.2), indicate that it is composed of at least two main intrusions, corroborating an earlier suggestion by (Machado Junior, 1991). However, if the southern intrusion exists, it must be located at depth, as only dike swarms crop out at the current erosion level.

Figure 3.3 shows the results of an airborne magnetometry survey conducted by Anglo American for the Catalão 1 and 2 complexes. The alkaline rocks are characterized by positive magnetic anomalies. Note that the small body to the west of Catalão 1 corresponds to a waste dam with high concentration of magnetic minerals. A string of geophysical anomalies appears to connect Catalão 1 and 2 complexes, but exploratory drillings in that region revealed only the presence of phlogopite-picrite dikes.

The Coqueiros phosphate deposit, the Morro do Padre and Boa Vista niobium deposits, and the Marcos niobium target appear clearly in the analytical signal map of

Catalão 2. The magnetic anomaly of the Mineração Farm deposit is not clearly individualized from the much larger Coqueiros anomaly.

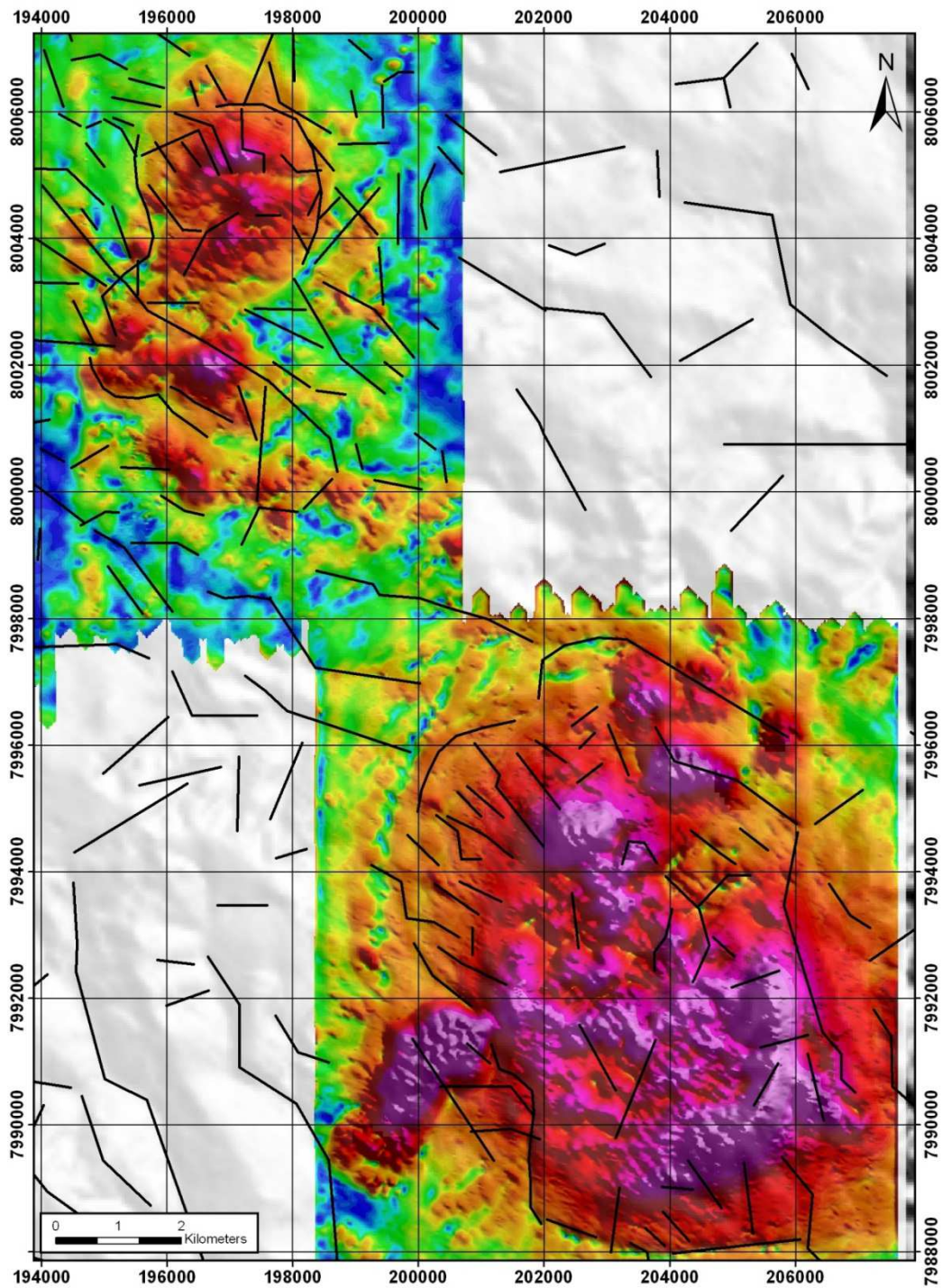


Figure3-3 Airborne geophysics (magnetometry, analytical signal) of the Catalão 1 and 2 complexes, superimposed to a radar image. The westernmost magnetic anomaly in the Catalão 1 complex is a magnetite-rich waste dam from phosphate mining.

The 100 m spacing of the production lines in the airborne geophysical survey contributed to an excellent level of detail in the magnetic assessment and thus allowed the generation of a 3-D model of the magnetic anomalies. The 3-D model for the Morro do Padre – Boa Vista – Marcos areas is shown on Fig. 3.4. This model suggests that the magnetic anomalies related to the three bodies have a common source at depth, and that this source is most likely located beneath Morro do Padre.

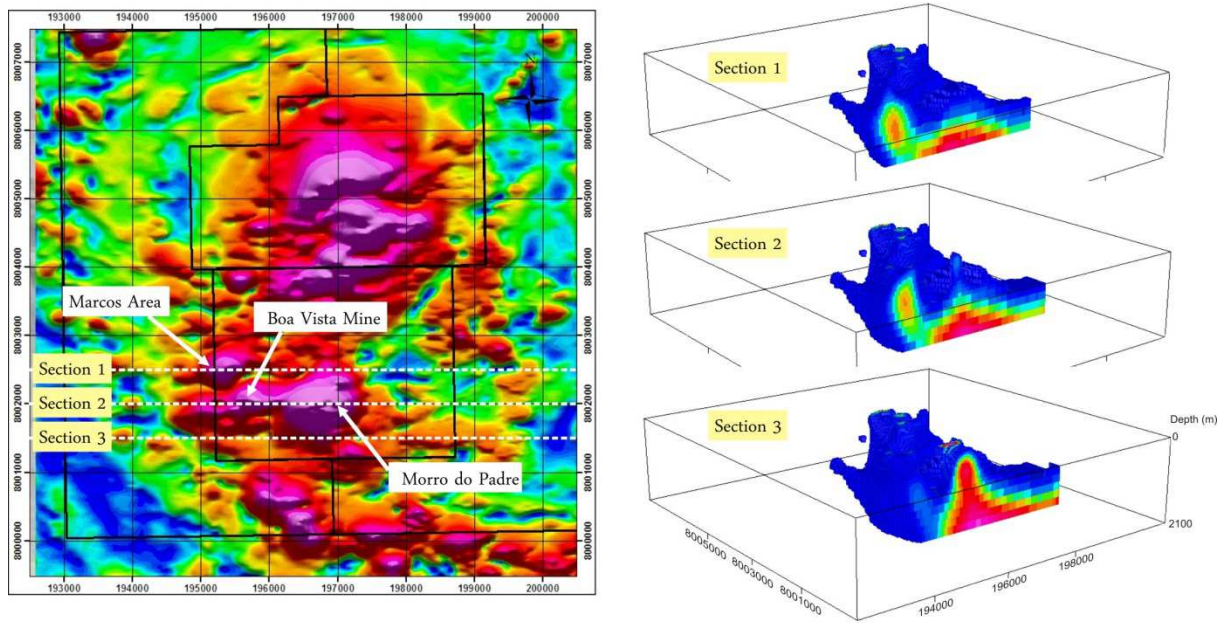


Figure3-4 3D modeling of the magnetic anomalies at the Morro do Padre deposit, Boa Vista Mine, and Marcos target, showing that these occurrences may be connected at depth to a source beneath Morro do Padre

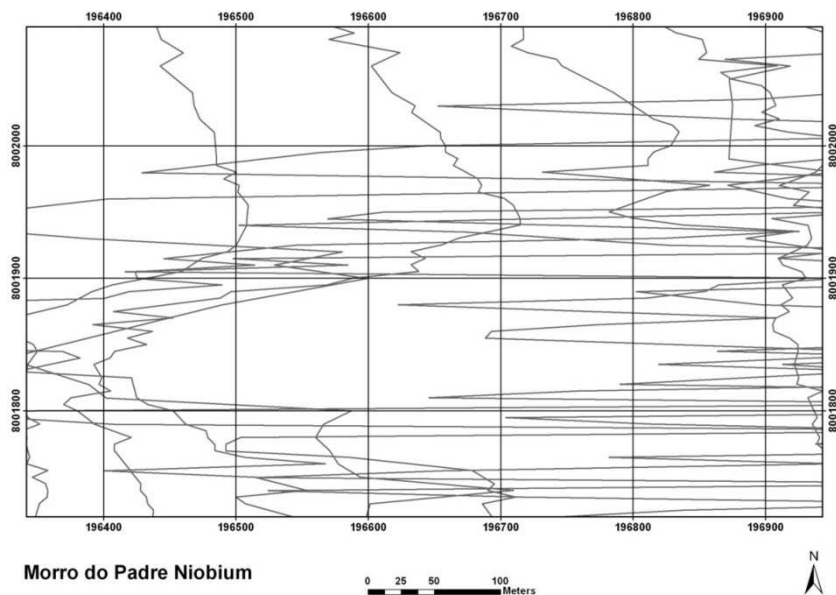


Figure3-5 Results of the ground magnetometry (total field) survey of the Morro do Padre deposit. Note the two separate E-W areas of increased magnetic intensity.

Results from the ground magnetometry survey (Fig. 3.5) indicate the presence of two main ore zones in the Morro do Padre Deposit, both with E-W orientation, ca. 50-60 m in width and ca. 390 m in length. The northern zone is slightly wider than the southern one.

3.5 GEOLOGICAL MODELING OF THE DEPOSIT

The evolution of carbonatite complexes and their associated mineralizations is highly complex, due to petrogenetic and metallogenetic factors, such as: several phases of magma injection; interaction of magmas with country rock and previous magmatic products; highly variable magma differentiation styles; and complex structures such as zones of variable concentration of dikes and veins. Furthermore, the primary Nb and P mineralizations in Catalão 1 and 2 (with the exception of the Coqueiros deposit) are controlled by swarms of nelsonite and phoscorite dikes, respectively. Similarly to carbonatite (Treiman, 1989; Dobson et al., 1996), other salt magmas such as phoscorite and nelsonite are expected to have very low viscosity, since their fundamental structural units lack the ability to polymerize. This, in association with the small magma volumes, and the configuration and structures of the wall rocks, leads to their emplacement as vertical or sub-vertical swarms of thin dikes and veins, rather than as massive bodies.

The weathering cover developed on such heterogeneous materials combines the inherited heterogeneity of the primary ore with soil formation processes, posing additional challenges to the ore-deposit understanding and modeling. At the upper part of the soil profile, weathering tends to promote some homogenization of the ore, but the interplay between supergene mineralogical and textural transformations and the primary mineralization controls becomes progressively more complex with increasing depth.

3.5.1 Methods

The geological modelling of the Morro do Padre Deposit involved the integration of several lines of evidence, such as soil and drill core exploration

geochemistry and geophysics, drill core logging and description, whole-rock petrography and geochemistry, X-ray diffractometry, and mineral chemistry.

A total of 115 drill holes were executed between 2005 and 2010, spaced at 25 x 25m in the soil cover and 50 x 50m in fresh rock. Total drilling length was 18,287 m. Figure 3.6 shows the location of the drill sites, together with a high-resolution Ikonos satellite image of the deposit. Samples for exploration geochemistry comprised 2.5m-long sections of drill cores and were routinely analysed for Nb₂O₅, P₂O₅, Fe₂O₃, TiO₂, MnO₂, SiO₂, Ta₂O₅, BaO, PbO, S, ThO₂, U₃O₈, Al₂O₃, CaO, MgO at the Mineração Catalão X-Ray Fluorescence Laboratory. Selected duplicates were analysed for a full range of major and trace elements at the Acme Laboratories, Canada. Grades and volumes were obtained by ordinary kriging using the Datamine Studio[®] software.

Petrographic investigation was carried out on ca. 390 thin sections. 350 of these samples were selected for whole-rock geochemistry, conducted at the Acme Laboratories, Canada, by ICP-AES and ICP-MS on samples fused with LiBO₄. Pyrochlore composition was determined on 23 samples by electron probe microanalysis at University of Chicago and Universidade de Brasília, totalling 260 analyses. The mineralogy of samples of the supergene ore was determined by X-Ray Diffractometry, and the abundance of the minerals present was calculated by the Rietveld method, at the Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), Brazil.

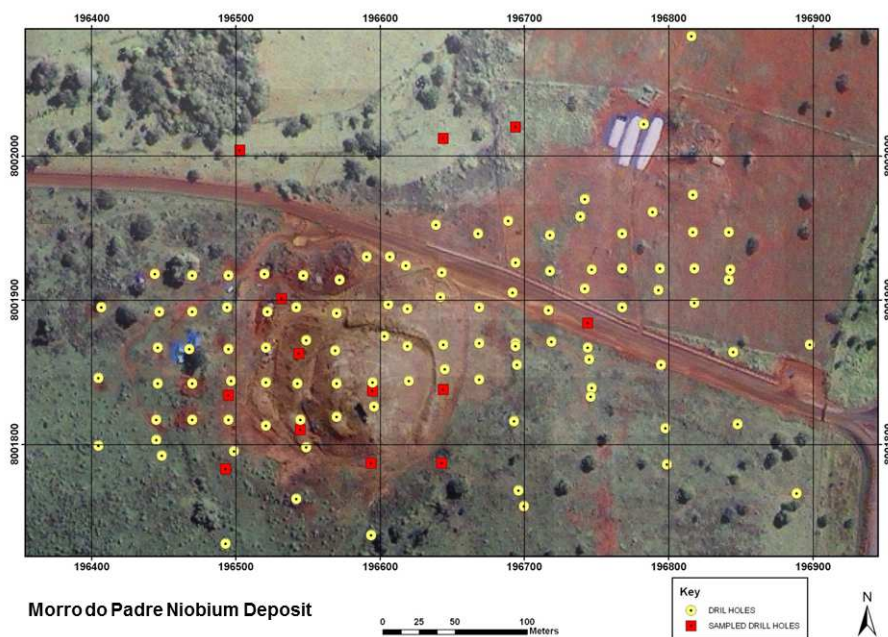


Figure 3-6 Drilling grid at Morro do Padre Deposit. The grid is 25 x 25 meters for the oxide ore and 50 x 50 for fresh-rock ore.

3.5.2 Results and discussion

Any attempt at modelling this and similar deposits must first account for the differences between the weathered and the fresh-rock (primary) mineralization. This approach is also useful from the point of view of mining and ore processing, since these two types of mineralization have different geometallurgical behavior (e.g. Ribeiro, 2008).

The Morro do Padre primary mineralization is formed mainly by nelsonite and carbonatite with subordinate pyroxenite, phlogopite, picrite, syenite, metasomatic phlogopite and fenite. The latter occurs both as the main dike host and as xenoliths of various sizes within the magmatic rocks. Weathering causes the destruction of minerals such as carbonates and mica, and the leaching of their soluble components, resulting in residual enrichment of weather-resistant phases (oxides, apatite, pyrochlore, monazite) in addition to newly formed quartz, clay and oxide-hydroxides. Besides increasing the ore grade, soil formation processes also provide a certain homogenization of the ore, a feature that has been a great advantage at the early mining stages in the area. However, such homogeneity quickly disappears towards the primary mineralization. Figure 3.7 summarizes the classification of the various ore types in the deposit.

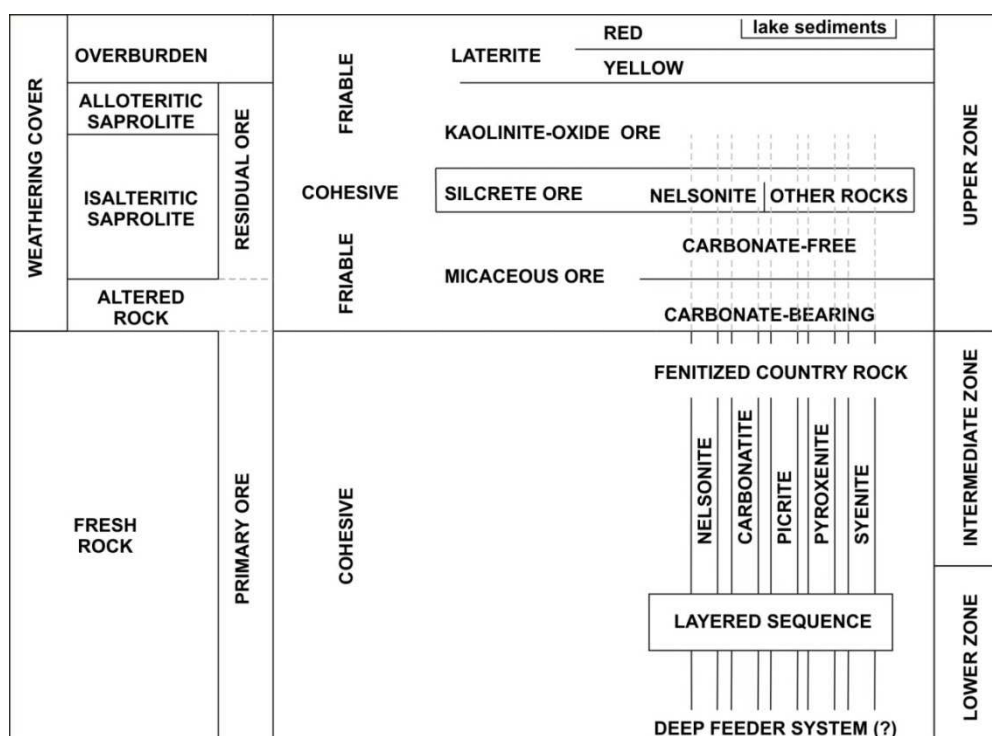


Figure 3-7 Summary of the ore and gangue varieties in the Morro do Padre – Boa Vista – Marcos areas. Niobium grade is controlled by the abundance of nelsonite or nelsonitic protolith in each level. Soil type classification according to the suggestions of (Oliveira & Imbernon, 1998) for the Catalão I complex. Not to scale.

On the basis of the drill core information currently available, and considering the ore and gangue types in Figure 3.7, the Morro do Padre deposit may be subdivided for modeling purposes into three distinct sections: 1) an upper, relatively thin (up to 80m), supergene enrichment zone coinciding with the weathering cover; 2) an intermediate zone, extending to an average depth of 460 m, dominated by swarms of nelsonite and carbonatite dikes, with minor syenite and pyroxenite, intruding fenitized phyllites, quartzites and amphibolites. 3) a lower (between 460 and 600 m, on average) zone dominated by several sets of rhythmic layers of apatite-nelsonite, pegmatoidal nelsonite, and carbonatite, interpreted as the result of the infilling of a small chamber or sill underneath the deposit. The relationships between these three zones are depicted in figure 3.8, along with the modelled geometry of the ore-bearing rocks. Table 3.1 shows the grades and tonnages and Table 3.2 shows the dimensions of the three zones, individually modelled.

Ore Zone	RESOURCES							
	Measured		Indicated		Inferred		Total	
	Tonnage (x1000)	Nb2O5 (%)	Tonnage (x1000)	Nb2O5 (%)	Tonnage (x1000)	Nb2O5 (%)	Tonnage (x1000)	Nb2O5 (%)
Weathered Cover	2771	1.72	210	1.35	-	-	2981	1.69
Fresh Rock	-	-	2574	1.27	8944	1.54	11518	1.48
Total	2771	1.72	2784	1.28	8944	1.54	14499	1.52

Table 3.1 Niobium resources in the Morro do Padre Deposit

Ore Zone Dimensions			
Ore Zone	Easting (m)	Northing (m)	Thickness (m)
Upper	470	161	75
Intermediate	405	172	388
Lower	405	141	136

Table 3.2 Modelled dimensions of the ore zones in Fig. 3.8

Upper Zone

The definition of the ore envelope for the weathered portion of the Morro do Padre deposit was based on geological modelling and a cut-off grade of 0.5 % Nb₂O₅. Drill-core logging was also used to define different ore types, such as kaolinite-rich, micaceous, and slicrete ore (see below). The model was filled with blocks of 25 x 25 x 5

meters, where all grades were evaluated inside the ore-types envelopes using ordinary krigging in ESTIMA with Datamine Studio[®].

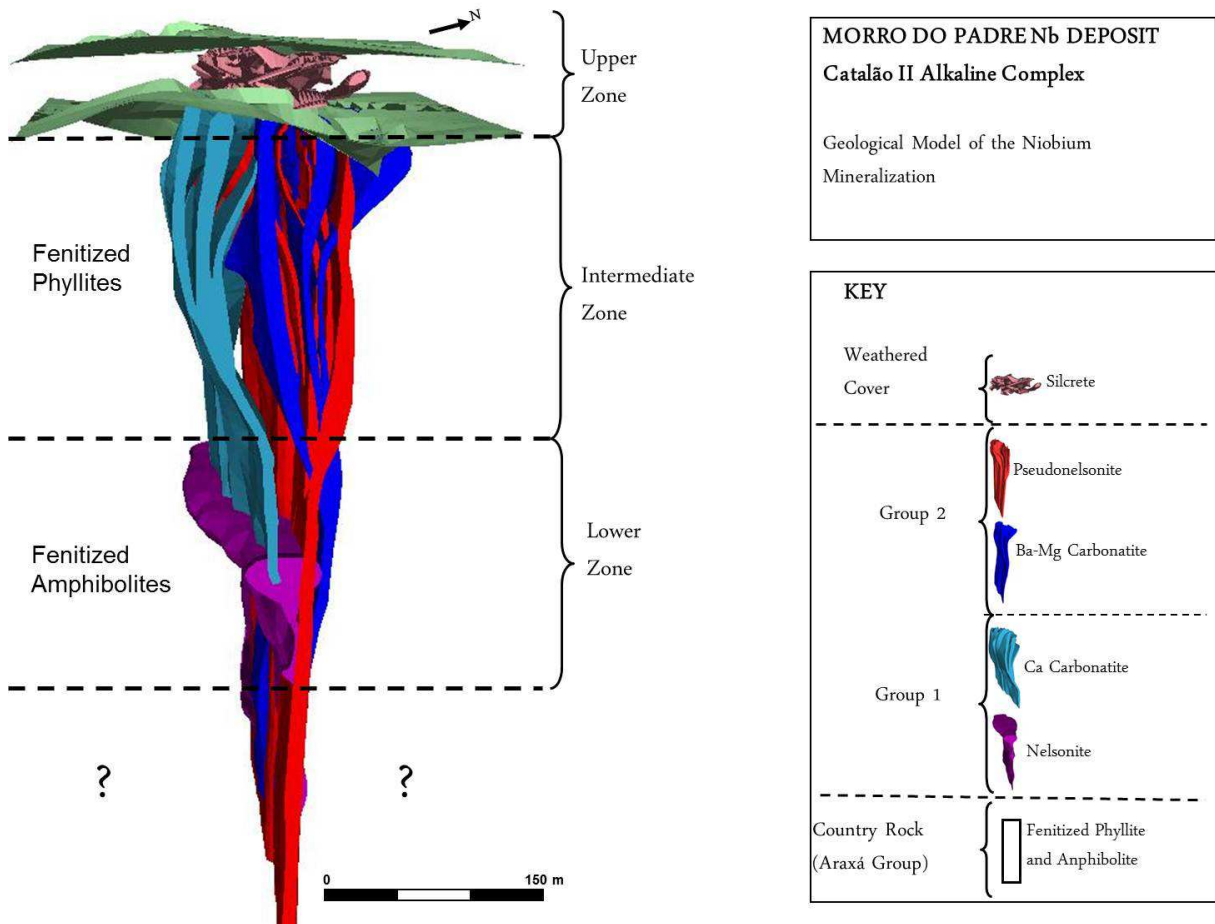


Figure 3-8 Modeled ore envelope and the limits between the Upper, Intermediate and Lower zones.

Figure 3.9 shows a detailed section with the relationships between ore types in the Upper Zone of the Morro do Padre deposit, on the basis of drill core information. It is noteworthy that silcrete lenses coincide with the presence of nelsonite-rich zones underneath the soil cover. Silcretes occurring in this setting may be very rich in Nb₂O₅, but their mechanical characteristics pose severe difficulties for the ore processing, in contrast with the ore above and below the silcrete level, which is soft and easily mined. Also note the irregular shape of the limit between the soil and fresh rock. Once the silcrete crusts are formed, they appear to diminish the intensity of further weathering, causing the rock-soil limit to be more elevated than in adjacent areas, as shown in Fig. 3.9. Where silcretes are not present, this limit is considerably lower over the

carbonatite- and nelsonite-rich zones than in the adjacent areas, suggesting that these particular rock-types are more easily weathered than the others, as discussed later.

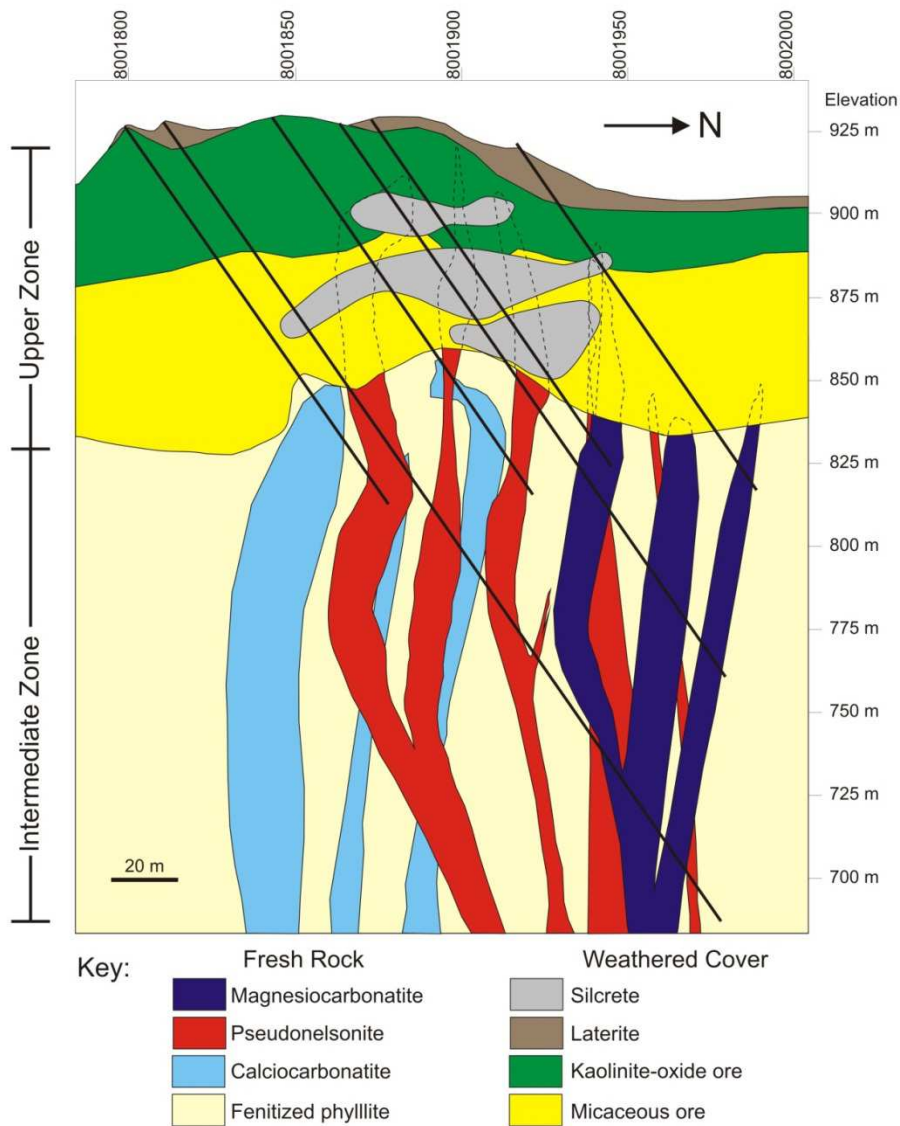


Figure3-9 Geological section showing the model for ore types distribution in the Upper and Intermediate Zones of the Morro do Padre deposit.

A detailed characterization of the weathering profile in the Morro do Padre deposit was carried out on the cores of a representative diamond-drill hole (CQ93), aimed at determining the chemical and mineralogical variations along the soil profile. Table 3.3 shows sample descriptions. Chemical composition of the sampled intervals is given in Tables 3.4 and 3.5.

Sample #	Depth (m)		Sample Description
	From	To	
289922	0	2.5	Red alloteritic saprolite
289923	2.5	12.5	Pink to brown isalteritic saprolite
289924	12.5	15.0	magnetite-rich, brown isalteritic saprolite
289925	15.0	20.0	pink isalteritic saprolite (Kaolinite-rich, preserved foliated structure)
not sampled	20.0	22.5	magnetite-rich, brown isalteritic saprolite
not sampled	22.5	30.0	pink isalteritic saprolite (Kaolinite-rich, preserved foliated structure)
289926	30.0	35.0	magnetite-poor, green isalteritic saprolite
289927	35.0	40.0	magnetite-rich, brown silcrete
289928	40.0	42.5	ocre silcrete
289929	42.5	57.5	brown to ocre silcrete
289930	57.5	67.5	ocre isalteritic saprolite
289931	67.5	70.0	light-brown isalteritic saprolite
289932	70.0	72.5	magnetite-rich silcrete
289933	72.5	75.0	light-gray silcrete
289934	75.0	77.5	ocre isalteritic saprolite
289935	77.5	82.9	greenish-gray isalteritic saprolite
not sampled	82.9	94.1	fresh phlogopite picrite with magnetite-rich veins, carbonatite at depth

Table 3.3 Log of the upper part of the CQ93 drilling, with the description of the analysed samples

Sample	Depth (m)		SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	BaO	Nb2O5	SrO	LREE	LOI	Total
	From	To															
289922	0.00	2.50	2.49	6.40	66.85	0.09	0.12	0.01	0.00	1.65	5.92	3.78	0.48	0.47	1.36	9.50	99.12
289923	2.50	12.50	15.90	16.10	42.47	0.20	0.07	0.01	0.13	3.34	4.90	3.74	0.76	0.42	0.73	10.70	99.48
289924	12.50	15.00	3.95	1.18	75.19	0.80	0.07	0.02	0.00	8.82	1.52	1.20	1.25	0.10	0.69	2.60	97.39
289925	15.00	20.00	24.30	21.75	31.60	0.15	0.06	0.01	0.27	2.86	3.12	1.81	0.58	0.34	0.82	12.20	99.87
289926	30.00	35.00	32.10	11.25	28.04	6.61	0.11	0.07	6.12	2.63	2.55	1.59	0.58	0.15	1.40	6.50	99.71
289927	35.00	40.00	27.38	2.27	49.08	0.96	0.49	0.03	0.48	5.21	2.03	1.72	3.19	0.11	0.88	4.40	98.23
289928	40.00	42.50	25.64	3.46	39.76	4.47	6.76	0.05	2.62	4.12	5.19	1.09	1.39	0.27	0.36	3.90	99.08
289929	42.50	57.50	22.44	0.73	51.26	1.87	4.18	0.03	0.51	5.73	3.63	1.18	2.13	0.20	0.49	3.60	97.99
289930	57.50	67.50	31.75	6.91	25.61	11.95	3.60	0.04	4.95	1.88	2.58	0.85	1.29	0.19	0.29	7.60	99.48
289931	67.50	70.00	20.73	3.86	36.21	11.78	8.45	0.03	2.89	2.29	6.22	0.41	0.65	0.24	0.19	5.30	99.24
289932	70.00	72.50	15.87	0.60	52.24	4.07	11.11	0.03	0.76	2.90	8.35	0.32	0.85	0.27	0.24	1.50	99.11
289933	72.50	75.00	13.46	0.22	46.56	2.73	16.69	0.05	0.61	2.55	12.56	0.38	1.04	0.42	0.37	1.40	99.04
289934	75.00	77.50	15.38	2.85	40.52	7.65	11.43	0.05	1.75	3.40	8.63	1.11	0.89	0.40	0.43	4.50	98.99
289935	77.50	82.90	21.28	5.19	32.48	11.09	6.78	0.04	3.14	4.38	3.90	1.32	0.35	0.22	0.47	7.50	98.14

Table 3.4 Global major element analyses for the sampled intervals shown in Table 3

Sample	Depth (m)		Ta	Th	U	Zr	La	Ce	Pr	Nd
	From	To								
289922	0.00	2.50	0.8	811	56	172	3156	6918	726	2842
289923	2.50	12.50	3.1	507	33	321	1841	3624	392	1478
289924	12.50	15.00	1.3	1986	69	436	1286	3925	381	1282
289925	15.00	20.00	2.9	519	37	430	2006	4363	423	1362
289926	30.00	35.00	1.6	485	17	264	3602	7342	735	2365
289927	35.00	40.00	2.5	2432	36	931	1792	4964	467	1568
289928	40.00	42.50	1.5	1180	50	779	524	2082	207	752
289929	42.50	57.50	1.3	1458	53	552	842	2848	284	976
289930	57.50	67.50	3.3	901	160	240	518	1607	163	564
289931	67.50	70.00	32.1	593	191	597	332	1002	115	439
289932	70.00	72.50	65.5	714	173	1062	456	1279	145	555
289933	72.50	75.00	95.7	1057	637	1431	690	1942	224	841
289934	75.00	77.50	8.7	747	148	515	917	2285	240	855
289935	77.50	82.90	11.2	181	45	633	1255	2402	237	799

Table 3.5 Global trace element analyses for the sampled intervals shown in Table 3.3

From top to bottom, the Upper Zone may be divided into a clay-rich section (kaolinite-oxide ore), up to ca. 40m deep, followed by a micaceous ore, from ca. 40m to ca. 90m. Silcretes are mostly confined to the limit between these two domains, extending further down into the micaceous ore. A second silcrete level occurs between 70 and 76 m (Fig. 3.9).

The upper, kaolinite-oxide ore is composed of kaolinite, oxides and hydroxides (goethite, hematite, ilmenite, magnetite), various secondary phosphates of Al, Ca, Ba (more rarely of REE and Th), and pyrochlore. The hallmark of this zone is the absence of apatite, phlogopite, vermiculite and interstratified phyllosilicates. The conversion of apatite to secondary phosphates can be readily monitored by the CaO/P₂O₅ ratio, as seen in Fig. 3.10, and the disappearance of phlogopite and vermiculite is a useful visual criterion in the field. Similarly to other APIP complexes, this part of the soil profile in Catalão 1 and 2 is barren for phosphate ore, but still a viable niobium ore, as pyrochlore persists even in the extreme weathering conditions of the kaolinite-oxide ore section.

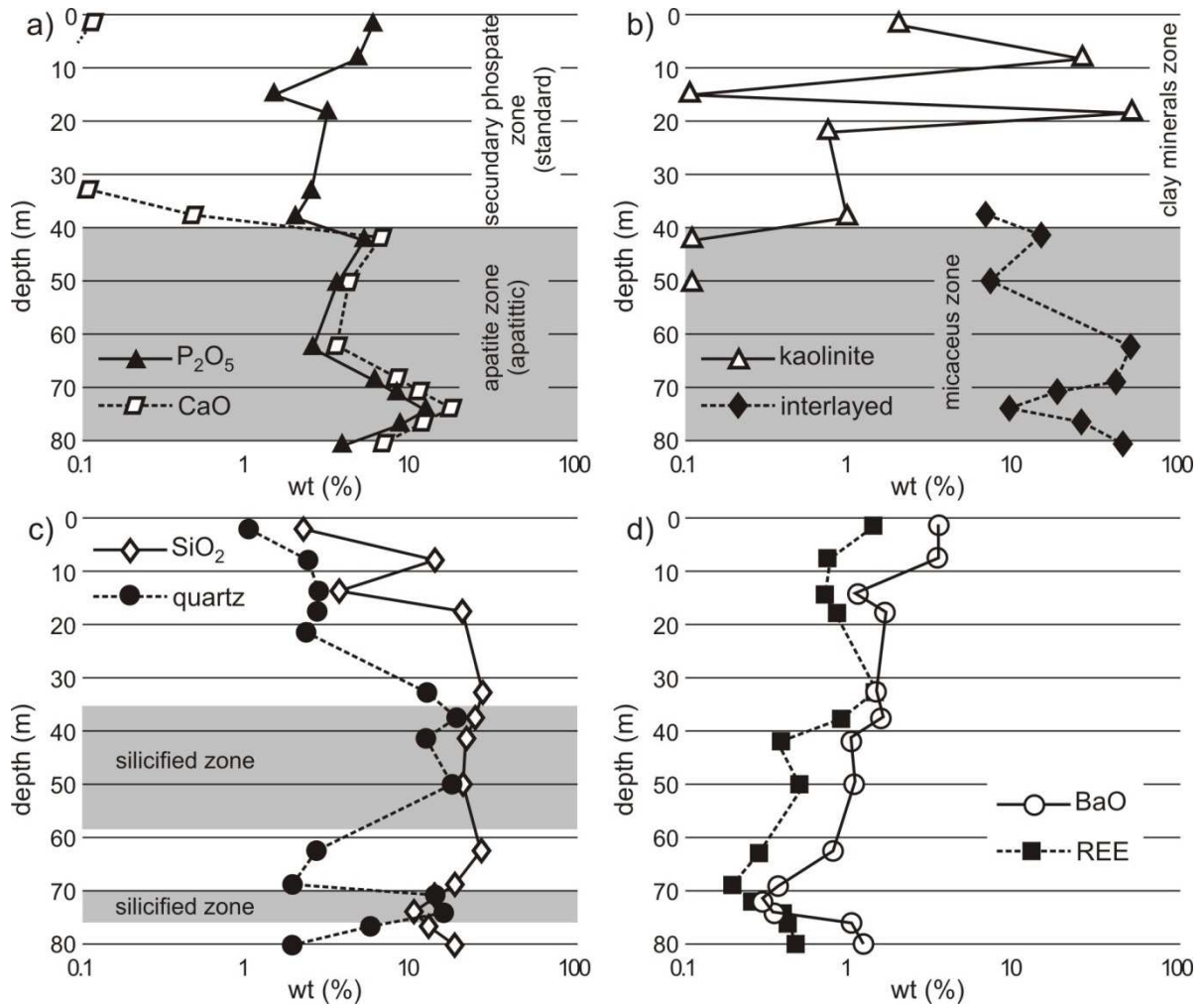


Figure 3-10 Mineralogical and chemical characteristics of the ore in the weathered zone of the Morro do Padre Deposit. (A) CaO/ P_2O_5 plot for the oxidized zone of the Morro do Padre Deposit. CaO contents lower than the P_2O_5 contents indicate the presence of goethite or other aluminous secondary phosphate. On the other hand $CaO/P_2O_5 > 1.3$ indicates the presence of apatite (shaded area of the plot); (B) Abundance relationships between kaolinite and interstratified phyllosilicates (partially altered micas). Note the sharp contact between the kaolinite-oxide zone (in green) and the micaceous zone (in blue). (C) SiO_2 /quartz ratio in the oxidized ore zone of the Morro do Padre Deposit. Depth intervals in green show enrichment in quartz generated by weathering, through destruction of the mica structure and remobilization of silica. (D) BaO and LREE (La to Nd) variation with depth. Note that there is a general tendency for enrichment towards the surface indicating that both barium and rare earths are concentrated by weathering.

Pyrochlore in the kaolinite-oxide ore may be intensely transformed (Fig. 3.11a), with decrease in Nb and Ba and increase in P, Al, Fe, and, in some cases, Th. The complete alteration leads to the replacement of pyrochlore by an assemblage of secondary phosphates, rutile/anatase and zirkelite ((Ca,Th,Ce)Zr(Ti,Nb)₂O₇). However, similar substitutions are also found in regular, concentrically-zoned pyrochlore within

this domain (Fig. 3.11b), which suggests that part of the chemical changes are inherited from processes previous to weathering.

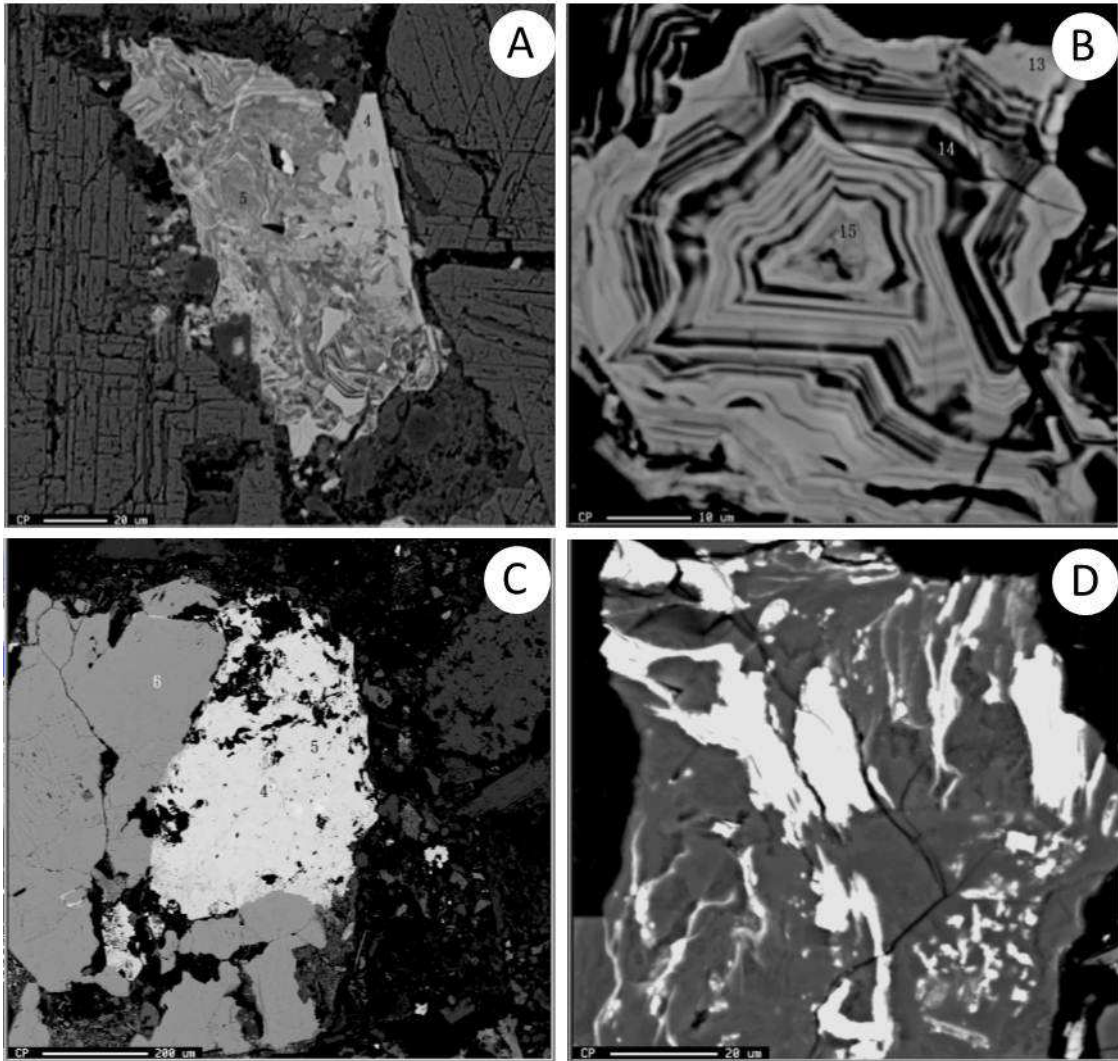


Figure 3-11 Textural and compositional variations of Ba-pyrochlore in the weathered zone. A) Pyrochlore replacement by an assemblage of secondary phosphates, rutile/anatase and zirkelite, in the kaolinite-oxide ore. B) concentric oscillatory zoning of Ba- and Nb- rich pyrochlore (light gray) with zones rich in P, Al, Fe, and Zr, in the kaolinite-oxide ore. C) More homogeneous pyrochlore from the micaceous ore. D) Pyrochlore intergrown or replaced by quartz in the silcrete ore.

Figure 3.10(b) shows the sharp contact between the kaolinite-oxide and the micaceous ores. The latter is composed of phlogopite, vermiculite, apatite, magnetite, ilmenite, quartz, carbonate and pyrochlore. It is marked by the partial destruction of phlogopite, which is converted into an interstratified phyllosilicate. Carbonate is limited to the lower parts of the micaceous ore, adjacent to the fresh rock, and its presence

defines the “altered rock” level of Fig. 3.7. Within the micaceous ore, the Ba-pyroxchlore is more homogeneous (Fig. 3.11c), although still compositionally variable. Some individuals may be richer in Th and Sr, whereas others are enriched in REE, with variable Ti and Zr. Another common feature in pyroxchlore from the micaceous ore is the preservation of variable amounts of remnant Ca from the primary Ca-Pyroxchlore.

A striking feature of the studied section, also present in several other drillings, is the presence of one or more silcrete zones, with variable thickness. These zones respond to both horizontal and vertical controls. Horizontally, they are controlled by the type of protolith involved in the soil formation. Since carbonate is present in different amounts in the primary rock, the dissolution of this mineral results in weathering products with distinct porosity and permeability.

Nelsonites, in particular, are transformed in a highly porous (“sandy”) saprolite because the carbonate in the original rock is interstitial to equant or sub-equant, weather-resistant minerals such as magnetite, apatite and pyroxchlore. Other rocks present in the deposit (fenite, with subordinate pyroxenite, phlogopite picrite, and syenite) give origin to more clay-rich and, therefore, less permeable saprolite. The implication of these features is that nelsonites are a preferred channel for groundwater percolation, resulting in faster and more effective weathering than in the other rocks. Also, the highly porous nelsonite-derived saprolite allows the easy fluctuation of the water table. Groundwater enriched in dissolved silica from the break-up of micas and other minerals in the kaolinite-oxide ore section is then able to percolate the weathered nelsonite and precipitate its silica content at the top of the water-saturated zone, as quartz cement in an aggregate of equant magnetite, apatite and pyroxchlore. Some secondary oxide-hydroxides may also be locally present in this cement.

The preferred concentration of silcrete levels above the nelsonitic ore body in figure 3.9 is consistent with this interpretation. Silicification also affects the altered country rock, but in this case it is less intense and tends to fade away from the ore bodies. Note that the quartz enrichment does not necessarily correlate with SiO₂ content (figure 3.10c), since nelsonites (and carbonatites) are very low-silica rocks, whose main silicate is phlogopite. It is likely that, in this water-saturated level of the weathering profile, phlogopite underwent silica-depletion during its transformation to interstratified phyllosilicates, thus resulting in a local negative silica balance.

Vertically, the silcrete levels seem to be mostly controlled by the limit between the kaolinite-oxide ore and the micaceous ore, although not sharply bounded by this limit. It is possible that the contact between these two ore types represents a contrast in porosity and permeability, leading to groundwater accumulation and the formation of water-saturated levels.

Mineralogically, the silcrete ore is composed of quartz, magnetite, ilmenite, crandallite ($\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot (\text{H}_2\text{O})$) -group and REE phosphates, goethite, phlogopite, barite, and Ba-pyrochlore. Quartz is typically a secondary product, occurring: 1) as partial or total mantles in other minerals, 2) in dissolution/re-precipitation cavities, together with REE phosphates, ilmenite and altered pyrochlore, 3) complexly overgrown or replacing pyrochlore (Fig. 3.11d).

Intermediate Zone

The definition of the ore envelope for the intermediate and lower zone of the Morro do Padre deposit was based on geological modelling and a cut-off grade of 0.5 % Nb_2O_5 . Drill-core logging and petrographic analyses were used to define different ore types. The model was filled with blocks of 5 x 5 x 5 meters, where all grades were evaluated using ordinary krigging in ESTIMA with Datamine Studio[®].

The Intermediate and Lower zones of the MP deposit are composed of fresh rocks. In the Intermediate zone these are represented by nelsonite and carbonatite, with minor phlogopite picrite, and rare pyroxenite, intruding and fenitizing Precambrian phyllites and amphibolites. All the igneous lithotypes in this zone occur as swarms of thin dikes (usually a few centimeters thick, more rarely up to 1-2m), which is consistent with the very low viscosity of these magmas, particularly carbonatites and nelsonites (e.g. Treiman, 1989; Dobson et al., 1996). Such extremely low- SiO_2 , low-viscosity liquids are incapable of forcing their intrusion and forming large massive igneous bodies. Instead, they show a rather “runny” behavior, seeping through existing fractures with ease.

This behavior implies that a given magma (e.g. a carbonatite or a nelsonite) will intrude as a zone of parallel and braided thin dikes rather than as a single body. An

important consequence of this feature is to render the mapping of individual dikes ineffective in any useful scale. For practical purposes, as well as for ore reserve evaluation, we adopted in this work the same approach used for mapping the Catalão 1 and 2 phosphate open pit mines (Palmieri et al., 2006; Grasso et al., 2006), i.e. to define zones of predominance, rather than individual rock-types as the map or, in this case, drill-log unit.

The relationships between nelsonite-, carbonatite- and fenite-dominated units in the Intermediate Zone of the MP deposit are shown in Fig. 3.8. Note that the geological units depicted in the model represent zones of high abundance of nelsonite and carbonatite, rather than continuous igneous bodies. Nevertheless, the envelopes of these zones assume the geometry of dike systems, which suggests that specific parts of the country-rock acted as preferred intrusion conduits through which the magmas seeped upward along an intricate network of small fractures.

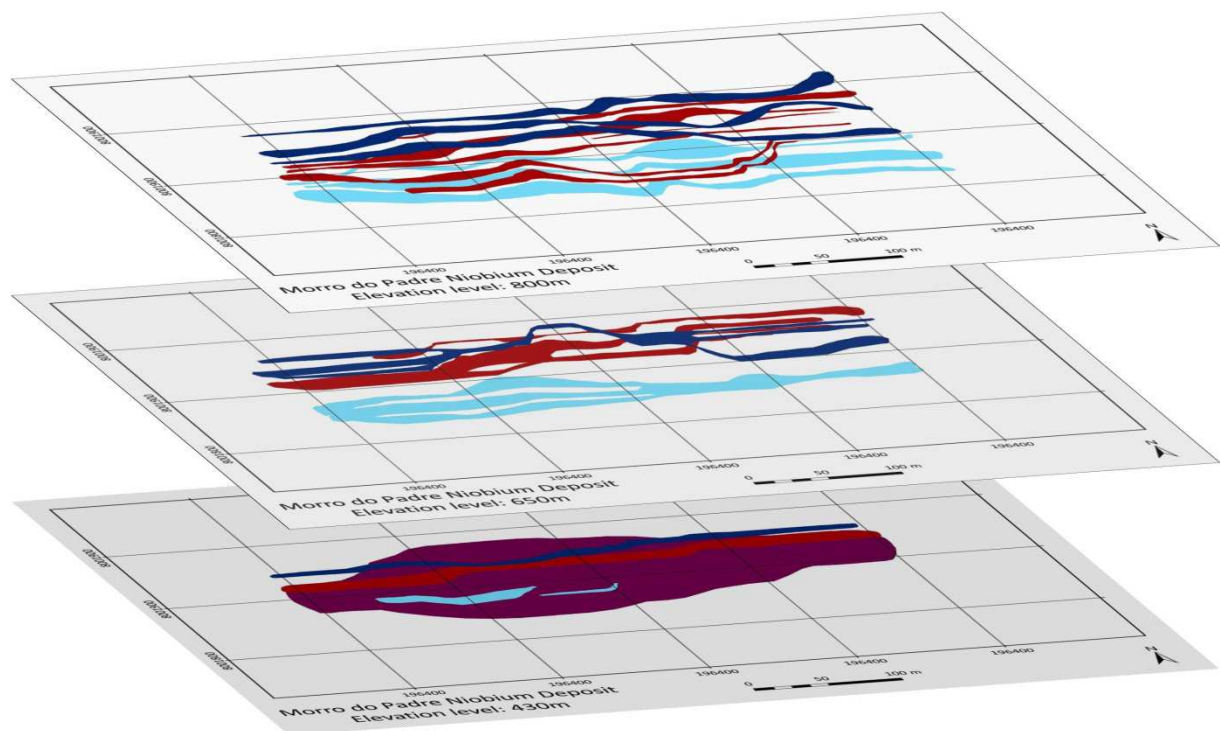


Figure3-12 Geological maps of the 800m, 650m, and 430m elevation levels within the intermediate zone of the Morro do Padre deposit, showing the progressive separation between the calciocarbonatite and the magnesiocarbonatite/pseudonelsonite (see text) association with increasing depth. Scale bars are 100 m long.

It is also noteworthy that both the carbonatite and nelsonite units tend to splay upward, suggesting that lower lithostatic pressure at the higher parts of the structure

allowed a larger number of open fractures to be permeated by the magma. The sequence of maps extracted from the model at successively greater depths shown in Fig. 3.12 demonstrates that the orebodies become more restricted and individualized with increasing depth. At the elevation level of 800 m, nelsonites, calciocarbonatites and magnesiocarbonatites are arranged as stockworks of crosscutting dikes. With increasing depth, the nelsonites and magnesiocarbonatites are intimately associated in the northern part of the deposit, and separated from the calciocarbonatites in the south.

Nelsonites are the primary pyrochlore-mineralized rock, and the abundance of nelsonite dikes directly controls the ore grade. In the Morro do Padre deposit, as well as in Boa Vista Mine and Marcos Target, nelsonite and carbonatite magmas ascended mostly through old E-W fractures clearly visible in regional satellite and magnetometry images. This preferred ascent mode resulted in a strong E-W control of the ore bodies.

Different nelsonite facies (Fig. 3.13) occur within the MP main orebody, as well as in thin apophyses. Systematic description of drill cores, together with whole-rock and mineral chemistry (Palmieri et al., 2011-in preparation) allowed us to gain insights on the intricate relationships between different rock types in the deposit.

Petrographically, at least two types of nelsonites are recognized. This is consistent with the findings of (Jácomo et al., 2010), who used gamma spectrometry and magnetic susceptibility measurements directly on drill cores to model the Morro do Padre ore bodies and also concluded for the occurrence of at least two compositionally distinct nelsonite types, although they could not be discriminated by that method.

One type of nelsonite (N1) is typically apatite-rich, finer-grained, and often shows a homogeneous granular texture. It occurs in rare dikes at the intermediate zone, but becomes more abundant with depth. A similar rock, with coarser grain-size, is also found in a rhythmically layered sequence with pegmatoidal nelsonite and calciocarbonatite at depths greater than 500 m in the Morro do Padre deposit (see below). Carbonate pockets in this variety of nelsonite tend to be rare, small and mostly calcitic, but the genetic links of this unit with a particular type of carbonatite is not yet clear. These rocks are rich in P, Sr, REE, Zr, and Th (Table 3.6), and their modal composition varies between apatite and apatite-nelsonite. Their occurrence as thin dykes with homogeneous fine-grained texture in the Intermediate Zone suggests that these rocks crystallized from an oxide- and phosphate-rich (nelsonitic) magma.

The other nelsonite type (N2) is generally more abundant, coarse-grained, phlogopite- magnetite- and pyrochlore-rich, contains variable amounts of chalcopyrite, and dominates the upper portion of the deposit. Compared to N1, the N2 nelsonites are richer in Si, Fe, Mg, K, Ba, Nb, S, and Cu. They tend to be apatite-poor and either phlogopite- or magnetite-rich, and may also be distinguished on the basis of their REE patterns and mineral chemistry of key phases (Palmieri et al.,2011-in preparation).

N2 nelsonites vary from coarse-grained to locally pegmatoid, composed of crystals or masses of relatively large (up to 1 cm) euhedral to subhedral magnetite and ilmenite, followed by late-stage phlogopite forming either fine-grained masses or coarse-grained crystals. Carbonate occurs as an interstitial constituent or as centimeter to decimeter-sized carbonate pockets, which are present throughout the main ore body, but are larger and more abundant upwards and towards its central portion. Apatite may be scattered and interstitial but is often concentrated in small aggregates, together with fine-grained magnetite at the walls of carbonate pockets, forming a border zone between the carbonatite and the host nelsonite.

Although the major element compositions are roughly similar within the N2 samples, two sub-types (N2a and N2b) may be distinguished on the basis of trace-element contents. Many N2a trace-element concentrations (e.g. Ba, Sr, Ta, Hf, Zr, Th, and total REE) are intermediate between N1 and N2b, or even closer to the former.

A genetic link between N2 magnetite-rich nelsonites and magnesiocarbonatites is noteworthy, since rounded to irregularly shaped, centimeter to meter-sized, chalcopyrite- and pyrochlore-bearing dolomite pockets are abundant within N2 nelsonites. A similar association was described by Cordeiro et al. (2011a) for the niobium deposits of the nearby Catalão 1 complex.

The textural features observed in field and drillcore samples, such as a conspicuous comb-layering structure and the irregular shape of the dolomite pockets suggest that N2 (particularly N2b) nelsonites are the result of progressive, inward infilling of fractures with minerals (magnetite, ilmenite, apatite, pyrochlore, and sulphides) crystallizing from a continuous feed of magnesiocarbonatite magma. This is further supported by outcrop observations in the Boa Vista Mine, where it is clear that many of the carbonatite pockets are interconnected, a feature not so easily recognized on drill cores. Since it does not appear to form through direct crystallization from a

phosphate-oxide (phoscoritic or nelsonitic) magma, we adopt the name pseudonelsonite to designate the rocks of the N2 unit hereafter. A chalcopyrite-bearing late-stage dolomite carbonatite crosscuts all other lithological types in the deposit, and is likely to be associated with this system.

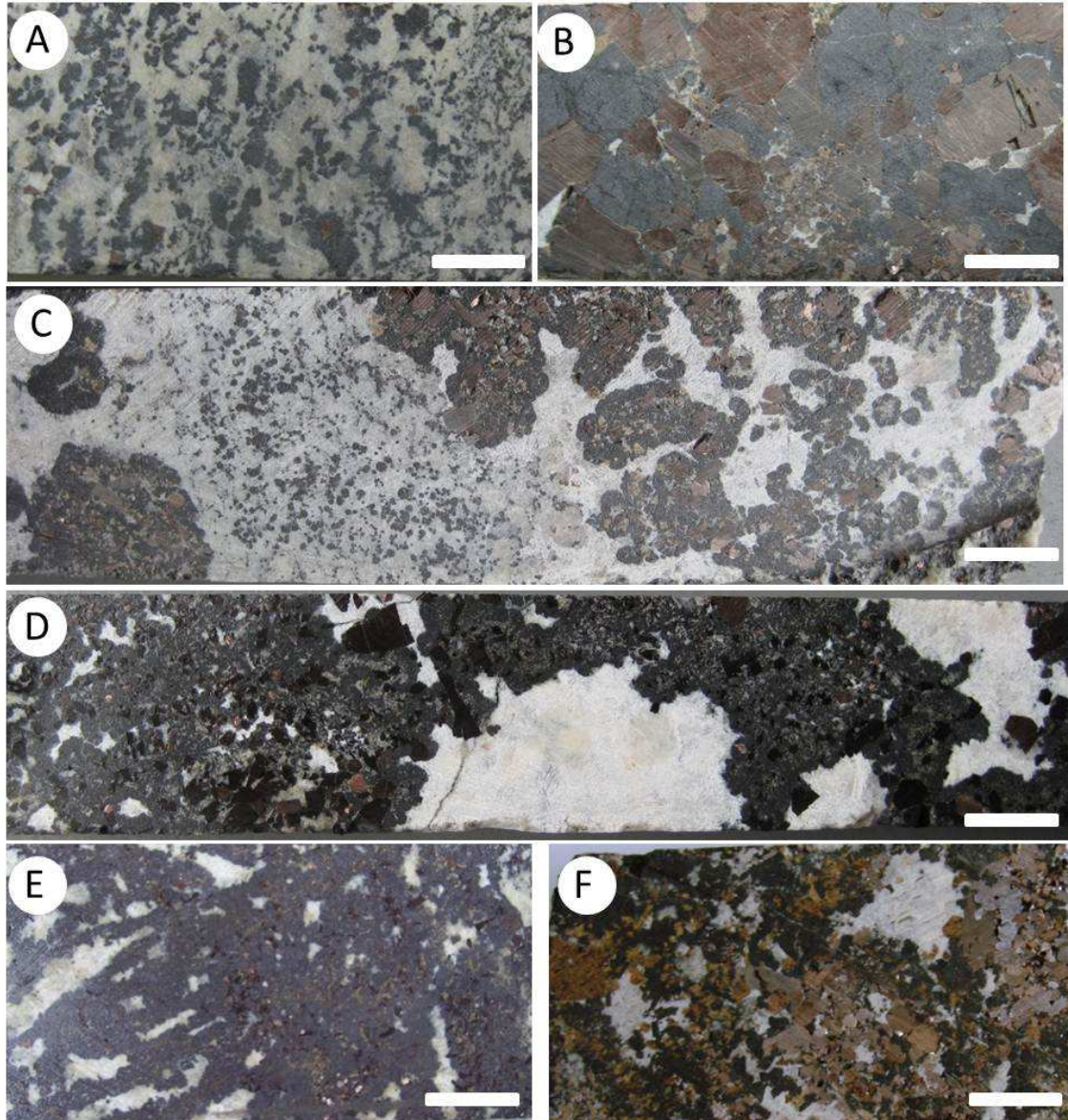


Figure 3-13 Nelsonite facies occurring in the Morro do Padre deposit; (A) homogeneous apatite-rich N1 nelsonite; (B) pegmatoidal, apatite-poor N1 nelsonite (C) detail of the wall of a carbonatite pocket in N2 pseudonelsonite (see text), showing an aggregate of magnetite and apatite, similar to the rock shown in "A" (left side) and the carbonatite with scattered (glomeroporphyritic) clusters of magnetite+apatite+phlogopite (right side). (D) pseudonelsonitic incrustations and carbonatite pockets, the latter probably representing the channels through which the carbonatite magma has flown. (E) pseudonelsonite composed mainly of magnetite (magnetitite); (F) phlogopite-rich pseudonelsonite. Note that in (E) and (F) the carbonate pockets are much smaller, possibly representing cases where the dike was nearly clogged by pseudonelsonite incrustations. Scale bars are 1 cm long.

Contact relationships between N1 and N2 are not entirely clear, although N2 nelsonites dominate in the intermediate zone of the deposit, whereas N1 are the dominant type in the deep zone (see below). Locally, N2 dikes appear to crosscut N1, suggesting that they represent a later stage in the evolution of the complex.

Carbonatites from the MP deposit comprise early-stage calciocarbonatites (C1) and late-stage magnesiocarbonatites (C2). The latter are enriched in Fe, Ba, Mn, Nb, REE, S, Th, and Cu. Some calciocarbonatites may be enriched in P and Zr.

Calciocarbonatites may be divided into two sub-types, on the basis of drill-core observations and whole-rock chemical compositions: C1a is P-, Nb-, Th-, and Zr-rich, and found only in the Lower Zone (see below). C1b seems to be more differentiated and occurs in the intermediate zone, forming a stockwork of dikes in the southern portion of the Morro do Padre deposit (see figs. 3.8 and 3.12a, b). In this zone, carbonatite often contains fenite xenoliths which develop a thin aureole of metasomatic phlogopite. Dolomite is present in subordinate amounts in the calciocarbonatites. Apatite may reach up to 14 % in C1a, and rarely up to 4% in C1b. The main accessory phases are phlogopite and magnetite, with subordinate ilmenite and pyrochlore, and rare monazite.

Magnesiocarbonatites form most of the cm- to m-sized carbonate-rich pockets in N2 pseudonelsonites, and also occur as a dike swarm that crosscut the rocks of that unit (Figs 3.8 and 3.12). They are widespread at Morro do Padre and occur at all depths reached by drilling, but are particularly abundant in the northern part of the intermediate zone, in close spatial association with the N2 pseudonelsonites. Chalcopyrite and pyrrhothite are common in these carbonatite pockets, preferably associated with apatite and pyrochlore at the pocket rims. This type of carbonatite is interpreted as the source of the ions for the deposition of the N2 pseudonelsonites, inward from the dike walls.

Magnesiocarbonatites are divided in C2a and C2b. The former are strongly enriched in Ba, REE, U, Th, Cu, Pb, Zn, and slightly enriched in P_2O_5 , $Fe_2O_3(t)$, and S relatively to the latter. C2b magnesiocarbonatites show tetrad-type REE patterns (Palmieri et al., 2011, in preparation), suggesting that they are formed at a very late stage, probably from an extremely diluted liquid or fluid. The geochemical characteristics of the two magnesiocarbonatite types, and the close spatial association and genetic relationships of these rocks with the N2 pseudonelsonites suggest that C2b represent the depleted residue of the crystallization of minerals such as apatite,

Phlogopite picrites (Fig. 3.14) occur as dikes of variable apparent thickness, not exceeding five meters, with aphanitic to phaneritic texture. They are characterized by olivine and phlogopite phenocrysts and carbonate globules set in a fine-grained groundmass composed of these same phases. In many cases the intrusion of phlogopite picrites is accompanied by the brecciation of the country rock and incorporation of fragments of variable shape, size and composition into a phlogopite-picrite breccia. Previous works on carbonatite complexes in the APIP have shown that these rocks represent the primitive, carbonate-rich, ultramafic ultrapotassic magmas that gave origin to the other rocks series (pyroxenites/bebedourites, phoscorites/nelsonites, and carbonatites) found in these intrusions (e.g. Brod et al., 2000; Barbosa, 2009).

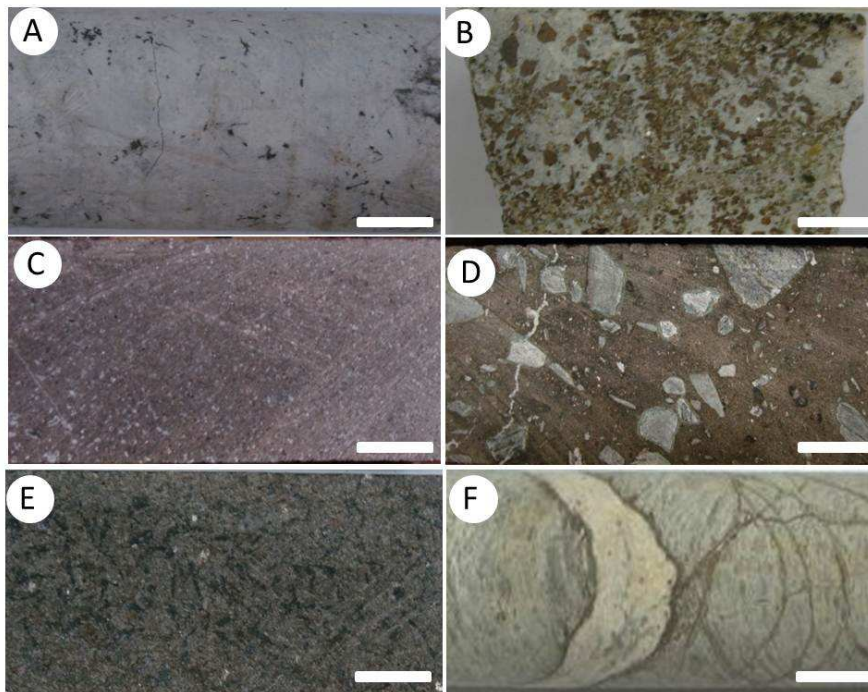


Figure 3-14 Hand-sample aspects of carbonatites, phlogopite picrites and fenitized country rocks in the Morro do Padre Deposit. (A) magnesio-carbonatite with pyrrhotite; (B) pyrochlore-rich phlogopite magnesio-carbonatite; (C) fine-grained phlogopite picrite showing carbonate globules. (D) conduit breccia composed mostly of carbonatite fragments in a phlogopite picrite groundmass; (E) fenitized amphibolite from the deep zone; (F) fenitized phyllite cut by a carbonatite dike and veins.

Very rarely, other silicate alkaline rocks (pyroxenites and syenites) occur in association with the Catalão 2 niobium deposits, although they are abundant in the Coqueiros phosphate deposit, in the northern part of the complex (Fig. 3.2). Pyroxenite is dark green, composed mainly of diopside, locally with some olivine and serpentine. Syenite is a slightly blue, fine-grained granular rock. When cut by carbonatites, pyroxenites and syenites often develop contact phlogopitization zones.

Fenites (Fig. 3.14) are an abundant product of carbonatite metasomatism on the regional Precambrian quartzite, phyllite, and amphibolite. They may be hosts for the Morro do Padre nelsonite and carbonatite dikes or occur as xenoliths in these rocks. The degree of fenitization is variable, but in many cases the original metamorphic foliation is preserved. Similarly to the syenites, fenites intruded by carbonatite dikes may develop a dark border zone with abundant fine-grained phlogopite. Fenitized phyllites tend to dominate the shallower section of the deposit, whereas fenitized amphibolites are the main country-rock type at greater depths (see fig. 8).

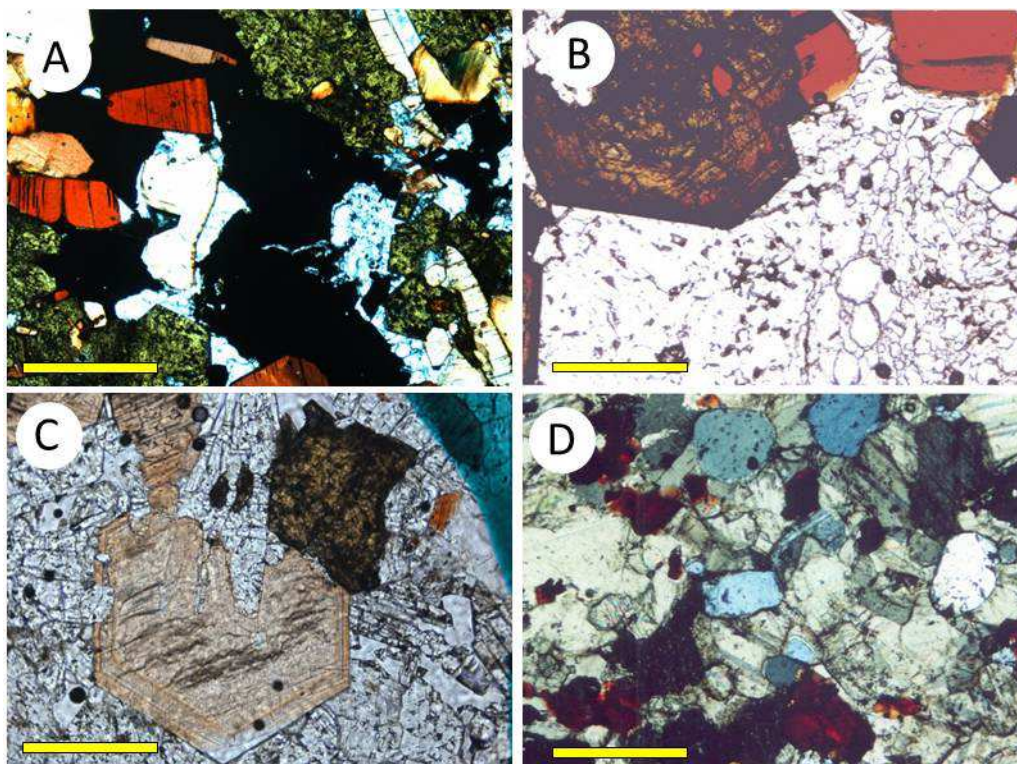


Figure 3-15 Microphotographs of Morro do Padre rocks. (A) Green pyrochlore with magnetite and tetra-ferriphlogopite, deposited on the wall of a magnesiocarbonatite pocket in N2 pseudonelsonite. (B) Zoned euhedral pyrochlore with apatite and phlogopite in N1 apatite-nelsonite; (C) Concentrically zoned late-stage tetra-ferriphlogopite and anhedral pyrochlore in magnesiocarbonatite pocket in pseudonelsonite from the intermediate zone; (D) rounded apatite grains with tetra-ferriphlogopite in carbonatite;

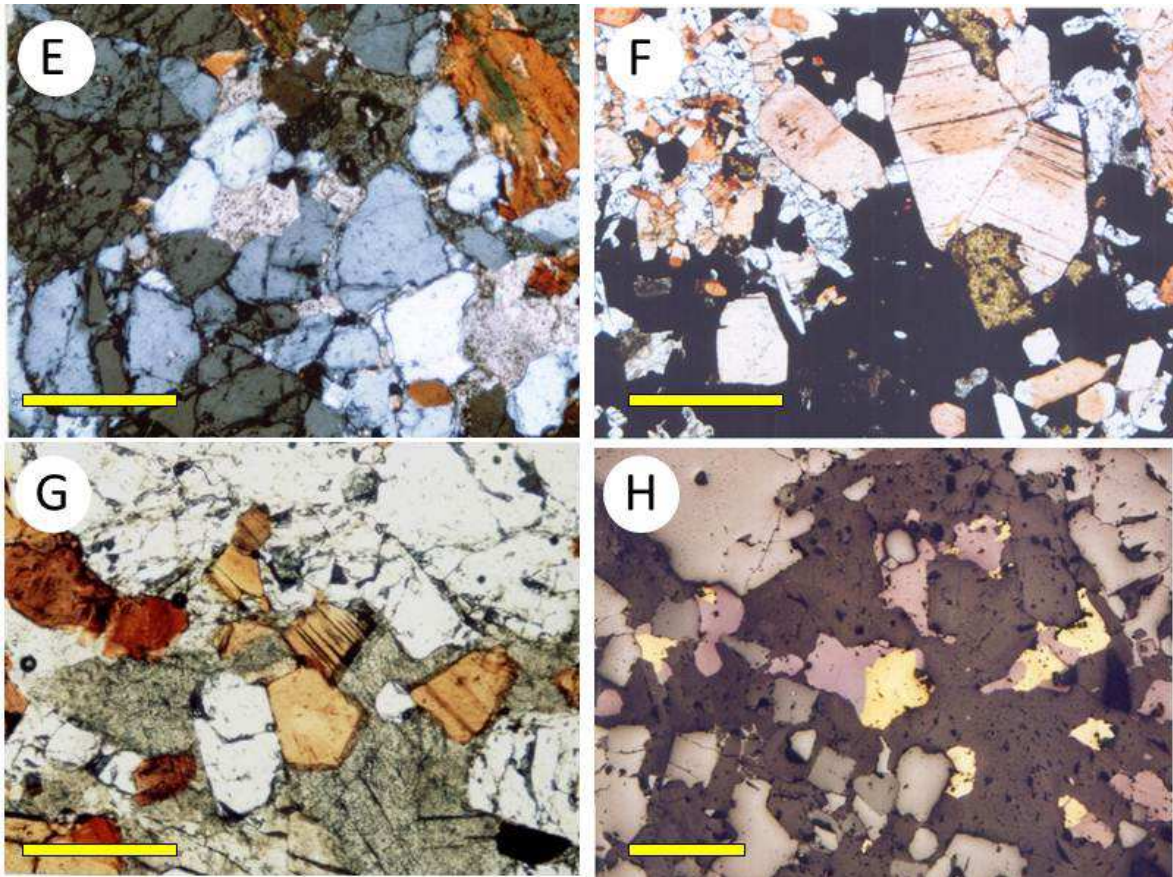


Figure 3-16 (continued) (E) Apatite showing a densely-packed arrangement of apatite crystals, with patches of interstitial phlogopite and carbonate; (F) Association of magnetite, zoned tetra-ferriphlogopite, apatite and pyrochlore crystallized on the wall of a magnesiocarbonatite pocket in a pseudonelsonite from the intermediate zone; (G) Apatite and tetra-ferriphlogopite crystallized on the wall of magnesiocarbonatite pocket in pseudonelsonite from the intermediate zone; (H) Chalcopyrite and bornite associated with magnetite and pyrochlore (euhedral, dark gray crystals) in pseudonelsonite. Scale bars = 1 mm, except (G) = 0.25 mm.

Lower zone

The deepest known zone of the Morro do Padre deposit is located between 460 and 600 m. It was reached by a single exploratory drilling and its lateral extension remains to be determined. The preliminary data obtained in this work indicate that this is a region where N1-type nelsonite magmas ponded and underwent several stages of differentiation and recharge, producing horizontal cyclic units. Although these rocks are intruded by many dikes of magnesiocarbonatite and N2-type nelsonite, their original horizontal layered units are still recognizable, as detailed in Fig. 3.16.

The cyclic units are composed of successions of apatite or apatite nelsonite, pegmatoidal nelsonite and calciocarbonatite. A total of 11 such cycles were logged between the depths of 460 and 540 m. Most are complete, but in some cases the top calciocarbonatite is missing. In these cases, it may have not formed at all or may have been lost to the upper parts of the system. It is noteworthy from Fig. 3.16 that apatite nelsonites become progressively rarer towards the top of the sequence, whereas the amount of pegmatoidal nelsonites and, particularly, calciocarbonatites increase upwards. Since the apatite nelsonite is present in all cyclic units, and is texturally more homogeneous and more fine-grained than the pegmatoidal nelsonite, we use whole-rock chemical data to illustrate magma evolution. P_2O_5 in the apatite nelsonites decrease, and Nb_2O_5 and REE_2O_3 increase upwards, suggesting a progression in magma fractionation. Several other elements mimic this variation pattern: CaO and Sr concentrations in the apatite nelsonite vary sympathetically with P_2O_5 , whereas Zr, Th, and TiO_2 show the same pattern as Nb_2O_5 . Whole-rock geochemical data for the pegmatoidal nelsonites (not shown in figure 3.16) are far less reliable, due to sample size restriction. Nevertheless, these rocks show some regular patterns such as a steady decrease in Zr, Th, Nb and REE from top to bottom, suggesting that these elements have a progressively more compatible behaviour with magma evolution, becoming more easily trapped in the basal apatite nelsonite of each subsequent cycle.

The black dotted lines in Figure 3.16 represent the data for the 2.5m-long samples used in exploration geochemistry. Because these are composite samples they do not show progressive variation with depth, but they mark the dominant rock type in each interval, i.e., P_2O_5 peaks are associated with apatite nelsonite and Nb_2O_5 peaks are associated with the pegmatoidal nelsonite. The latter rock type is clearly associated with higher Nb_2O_5 grades.

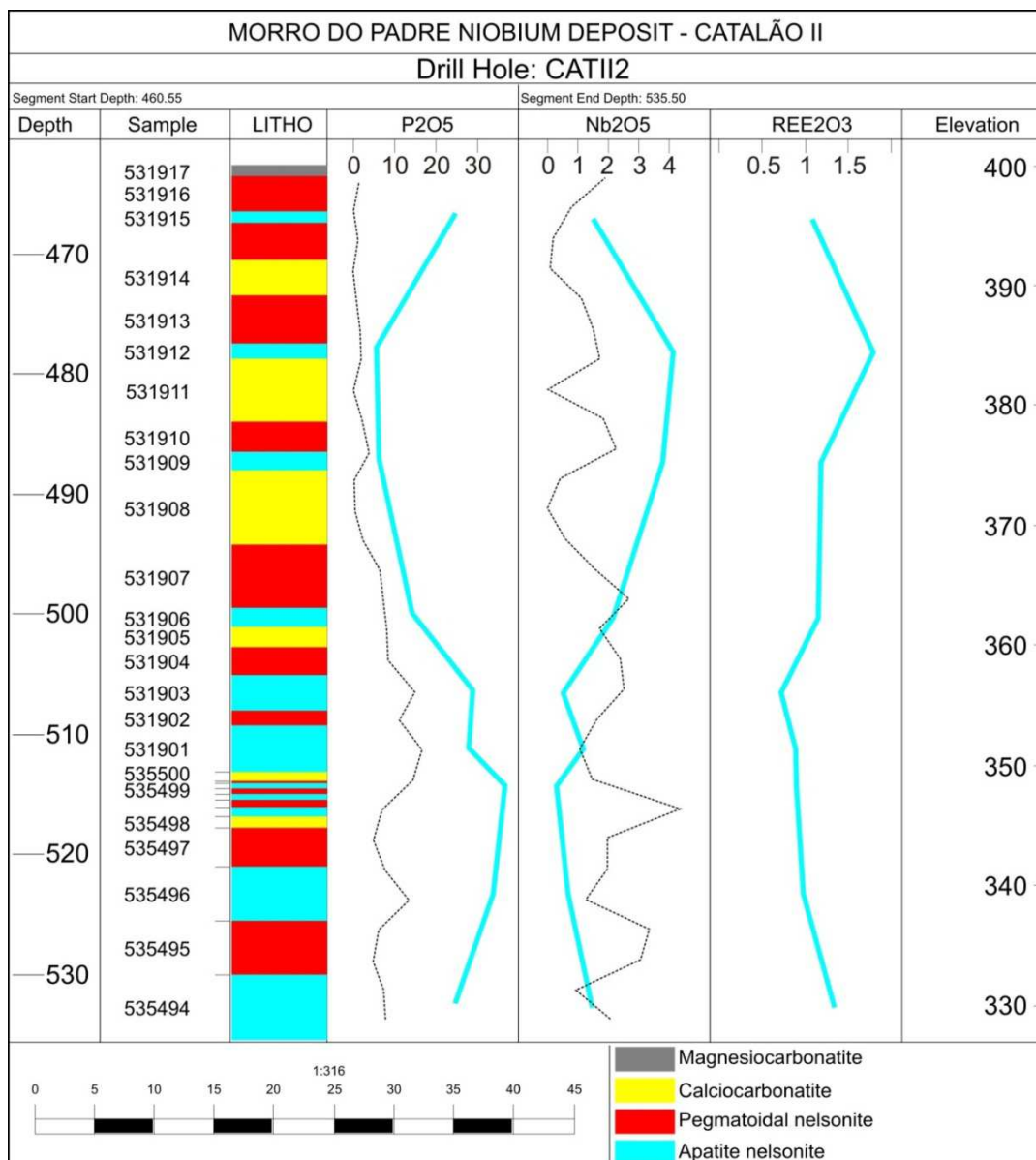


Figure3-17 Cyclic layered units in the deep ore zone of the Morro do Padre Nb Deposit. Note the progressive change in abundance of the rock types from dominant apatite nelsonite in the bottom to dominant pegmatoidal nelsonite and calciocarbonatite at the top. Also shown is the variation of P_2O_5 , Nb_2O_5 and REE_2O_3 in the apatite nelsonites (blue solid line) and the variation of P_2O_5 and Nb_2O_5 in 2.5 m - long composite samples used for the mineral exploration and deposit evaluation.

3.5.3 Pyrochlore chemistry

The composition of pyrochlore from various rock types occurring in the Morro do Padre deposit was determined by electron probe microanalysis at the Universities of Brasília and Chicago. In both laboratories the equipment was a Cameca SX50 electron microprobe, operating at 15kV and 25 nA, beam focused. Table 3.7 shows the average pyrochlore composition by rock type. Pyrochlore from the N1 apatites and apatite

nelsonites of the deep zone of the deposit are clearly enriched in TiO₂, ZrO₂, and REE₂O₃ relatively to those in other rock types. Some other, more subtle chemical variations with magma evolution in pyrochlore from N1+C1 to N2+C2 comprise decreasing FeO and CaO, and increasing BaO, SrO, and Na₂O.

These chemical variations probably reflect changes in the composition of the differentiating phoscorite/nelsonite magma that generated N1 + C1, and of the magnesiocarbonatite magma that generated the N2 + C2 association.

Unit	N1	C1	N2	C2	Soil	
					Ba	Ca
No. of analyses	87	15	67	6	12	5
Nb ₂ O ₅	45.87	57.59	57.98	61.56	48.38	50.07
Ta ₂ O ₅	0.05	0.04	0.05	0.09		
SiO ₂	0.41	0.76	0.46	n.a.	1.69	0.10
TiO ₂	11.11	6.03	5.53	6.07	6.41	9.95
ZrO ₂	1.67	0.21	0.26	0.22	0.07	0.00
UO ₂	0.05	0.16	0.03	0.03		
ThO ₂	4.95	3.59	4.45	3.07	4.75	4.20
La ₂ O ₃	0.95	0.78	0.89	0.99		
Ce ₂ O ₃	9.26	4.55	5.23	4.59		
FeO	1.05	0.58	0.72	0.09	2.20	3.27
MnO	0.15	0.09	0.08	0.03	0.05	0.08
CaO	12.87	11.69	9.96	n.a.	1.80	11.94
BaO	1.64	1.71	2.13	n.a.	11.66	0.18
SrO	0.57	1.32	1.28	1.62	3.16	0.37
Na ₂ O	2.42	5.26	5.20	6.67	0.20	7.00
MgO	0.06	0.27	0.02	n.a.	0.12	0.27
K ₂ O	0.09	0.07	0.12	0.11	0.05	0.07
F	1.79	3.64	3.38	n.a.		
SUM	94.96	98.35	96.10	85.15	83.42	84.01

Table 3.7 Average composition of pyrochlore from the Morro do Padre deposit, by rock type and in the soil.

Overall Nb₂O₅ contents vary from 38 to 79 wt. %. The average TiO₂ content ranges from 2 to 14 wt. %, the highest values being observed in the N1 apatite nelsonites. Ta₂O₅ contents are negligible, ranging from less than below detection up to 0.42 wt. %. ZrO₂ may reach up to 6.70 wt.

Figure 3.17 shows tetrahedral diagrams comparing the pyrochlore chemistry from the Catalão 1 (Cordeiro et al., 2011a) Nb deposits and Morro do Padre. It can be noted that the Morro do Padre pyrochlore is richer in REE₂O₃ and TiO₂, but poorer in

SrO, and slightly poorer in Ta₂O₅, ZrO₂, and BaO than that of corresponding Catalão 1 rocks. Considering only the Morro do Padre pyrochlore, and assuming that its chemistry is a direct result of magma evolution from N1 to N2/C2, it seems to evolve towards lower REE, titanium, tantalum and zirconium contents.

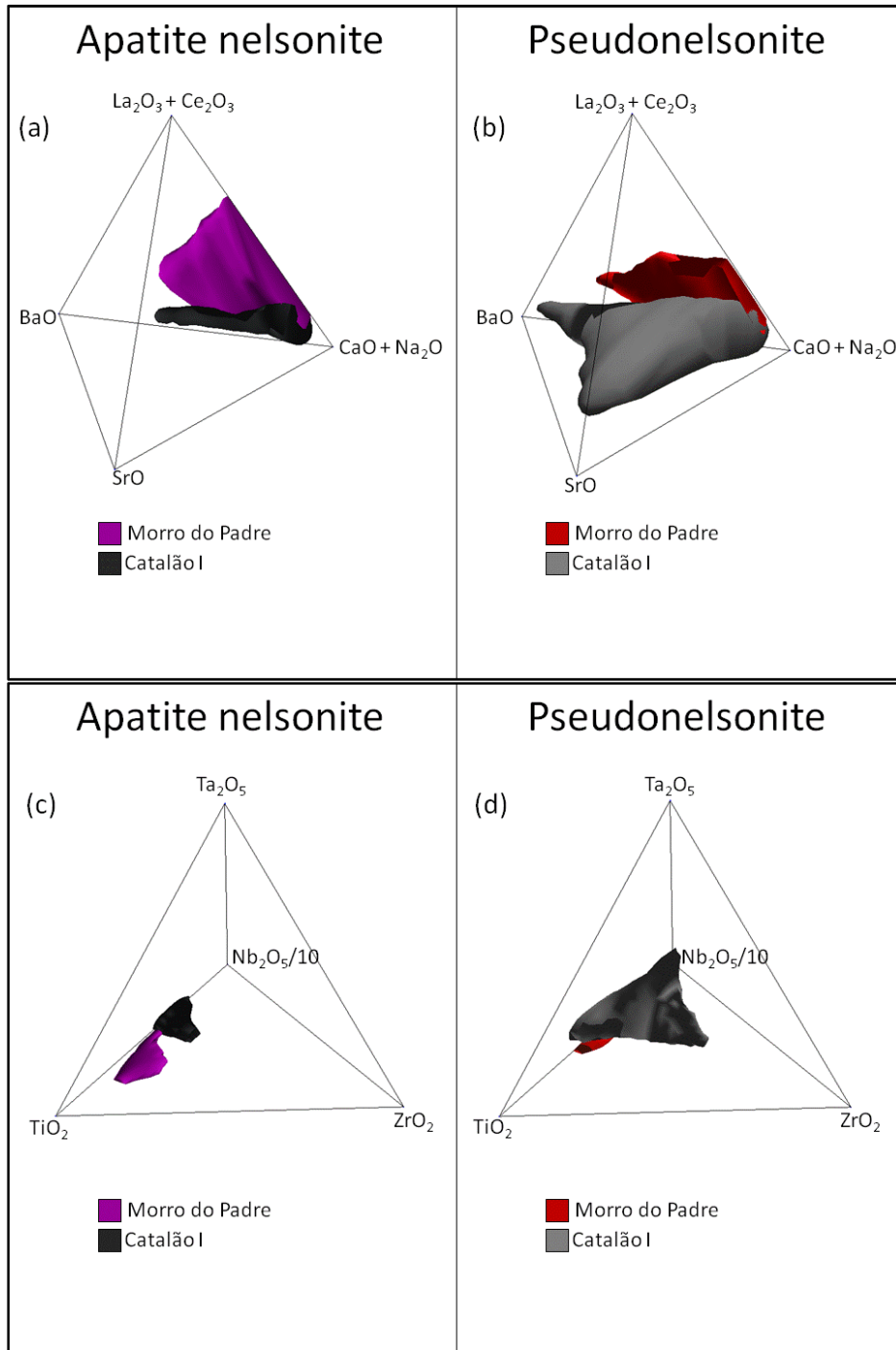


Figure3-18 Tetrahedral diagrams showing a comparison of pyrochlore chemistry in similar rocks from the Morro do Padre Deposit and from the Catalão 1 Nb deposits. (a) and (b) oxides of typical constituents of the A-site in the pyrochlore structure. (c) and (d) oxides of typical constituents of the B-site in pyrochlore structure. Data for Catalão 1 pyrochlores from Cordeiro et al. (2011b)

Magmatic pyrochlore forming in carbonatite complexes usually evolves by progressive enrichment in Na, Ca, and Nb, and depletion in Ta, Th, REE, Ti and U (Hogarth et al., 2000; Knudsen, 1989; Lee et al., 2004; 2006; Cordeiro et al., 2011a). The evolution of the Morro do Padre pyrochlore from N1 nelsonites to N2 pseudonelsonites and C2 carbonatites is consistent with these observed patterns. On the other hand, pyrochlore composition may be affected by many other factors, such as zoning (Hogarth et al., 2000; Chakhmouradian & Mitchell, 2002), hydrothermal alteration (Chakhmouradian & Mitchell, 1998; Geisler et al., 2004) and weathering (Lumpkin & Ewing, 1995; Wall et al., 1996). Therefore, several types of pyrochlore may be found in the same rock-type and complex, and it may be difficult to assess its evolution pattern.

The effect of weathering in pyrochlores from the nearby Catalão 1 Nb deposit resulted in their conversion from Ca-Na-pyrochlore to Ba-pyrochlore (Gierth & Baecker, 1986; Fava, 2001). (Cordeiro et al., 2011a) argue that Ba-pyrochlore may also be formed by interaction with low temperature fluids. In Catalão 1, they were able to distinguish these two types of Ba-pyrochlore on the basis of a negative Ca-Sr correlation, leading to Sr-enriched Ba-pyrochlore, present in the hydrothermal but absent in the weathering-related variety. Ba-pyrochlore is also the dominant type in the weathered cover and common in fresh-rock of the MP deposit in Catalão 2, but fresh-rock pyrochlore does not show the strong Sr enrichment observed in Catalão 1. However, our analytical results show that high Ba contents can occur in pyrochlore even at the great depths of the Lower Zone of the MP deposit (over 10 wt. % BaO in pyrochlore from samples deeper than 750 m), confirming the suggestion by (Cordeiro et al., 2011a) that Ba-pyrochlore formation is not restricted to weathering processes.

3.5.4 Conclusions

The Catalão 2 Complex is a shallow multiphase intrusion, composed of phoscorite, nelsonite, carbonatite, pyroxenite (bebedourite), syenite, and phlogopite-picrite.

At least two intrusive systems are recognized. The northern part of the complex comprises a fully exposed intrusion composed of pyroxenite, foscrite and carbonatite,

and contains the Coqueiros phosphate deposit (our work in progress). The southern portion of the complex is dominated by stockworks of nelsonite and carbonatite dikes intruding Precambrian phyllites and amphibolites, and contains the niobium deposits of Boa Vista Mine and Morro do Padre. A small dike swarm (Mineração Farm Nb Deposit) related to this system intrudes the Coqueiros domain in the north. So far, apart from Mineração Farm, no other relevant niobium deposits are known in the northern portion, and no relevant phosphate deposits are known in the southern portion of the Catalão 2 complex.

The geological modelling of the Morro do Padre deposit has shown that it may be vertically divided into three zones.

The Lower Zone consists of a rhythmically layered sequence of apatite nelsonite/pegmatoidal nelsonite (N1) and calciocarbonatite (C1). This sequence is occasionally cut by late-stage N2 pseudonelsonite and C2 magnesiocarbonatite dikes, which are also recorded from deeper sections in the drilling cores, indicating that these rocks are sourced at greater depths. Pyrochlore in the Lower Zone is typically a Ti- and REE-rich Ca-pyrochlore, with subordinate occurrences of Ba-pyrochlore.

The Intermediate Zone consists of a stockwork of pseudonelsonite (N2), magnesiocarbonatite (C2) and calciocarbonatite (C1). It is relatively narrow at depth, but splays upward, probably as a result of decreasing lithostatic pressure and a consequently increased number of small open fractures. C1 carbonatites occurring in the Intermediate Zone are likely to be originated from the layered sequence in the Lower Zone, but dikes of the associated N1 nelsonites are rare. When these occur, they are fine-grained and texturally homogeneous, suggesting that they represent the injection of true nelsonite magma. Moreover, the scarcity of N1, compared with the abundant and voluminous C1 dikes in the Intermediate Zone, indicates that the ascent of the nelsonite magma was more difficult than that of the residual carbonatite, probably due to density constraints. Such constraints would not have affected the N2 pseudonelsonites, which are interpreted here as directly precipitated from C2 magnesiocarbonatite liquids. Pyrochlore in this zone contains less TiO₂ and REE, and is only slightly richer in Sr than that of the Lower Zone.

The Upper Zone comprises the soil cover of the deposit, where niobium grades are increased by ca. 32% relatively to the fresh rock, due to destruction of easily altered

minerals such as carbonate and mica, the removal of their soluble constituents, and the residual concentration of pyrochlore and other weather-resistant minerals. In this zone, supergenic controls are superimposed to the primary mineralization, resulting in three distinct ore types. The micaceous ore is at the base of the weathering profile, and comprises a lower (carbonate-bearing) altered-rock horizon, followed by an upper (carbonate-free) horizon. It is overlain by the kaolinite-oxide ore, the limit between the two marked by the disappearance of apatite, phlogopite, vermiculite and interstratified phyllosilicates. The Upper Zone is dominated by Ba-pyrochlore, which may be partly originated by the transformation of the original Ca-pyrochlore and partly inherited from the fresh rock. Some relicts of Ca-pyrochlore are also present. Silicification of the weathered materials may form a third ore type (silcrete ore), with very contrasting mechanical properties. Most silcrete crusts occur about the limit between the kaolinite-oxide and the micaceous ore, which represents a discontinuity in the porosity and permeability of the soil. Silcrete formation also appears to be controlled by the distribution of pseudonelsonite- and carbonatite-rich portions of the fresh rock, since these rocks are more easily altered, and may develop highly porous soils. Nelsonites and pseudonelsonites, in particular, yield high-porosity, sandy soils which then become a preferred channel for the infiltration of meteoric waters.

Despite the maximum depth of ca. 800 m reached by drilling, a significant magma chamber was not found beneath the Morro do Padre deposit, except for the relatively small chamber or sill filled with a layered sequence in the Lower Zone (Fig. 3.8). The results of the geophysical modelling suggest the presence of a much larger magnetic body beneath the Morro do Padre, which could represent a major magma chamber from which the N2 nelsonites, and the associated C2 magnesiocarbonatites originate, but it may be as deep as 1500 m (Fig. 3.4).

Morro do Padre contains significant Nb resources, both in the soil cover (2.891 Mt @ 1.69 % Nb₂O₅, measured + indicated + inferred) and in fresh rock (11.518 Mt @ 1.48 % Nb₂O₅, indicated + inferred)

3.5.5 Acknowledgements

This work was supported by CNPq - Brazilian Council for Research and Development (Grants 480259/2009-7 - Universal; 550376/2010-0 - CT-Mineral and 306650/2007-0) and Anglo-American Brazil (Mineração Catalão Ltda. and Copebrás Ltda.), for which the authors are most grateful. The Universities of Brasília and Chicago, and CETEM - Centro de Tecnologia Mineral are thanked for their analytical support. Daniel Jost Brod is thanked for providing the equations necessary for the tetrahedral diagrams.

3.5.6 References

- Araújo, A.L.N., Carlson, R.W., Gaspar, J.C., Bizzi, L.A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(2): 163-177.
- Baecker, M.L., 1983. A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáfica alcalinas do domo de Catalão I, Goiás, Universidade de Brasília, Brasília.
- Barbosa, E.S.R., 2009. Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Salitre, MG, Universidade de Brasília, Brasília.
- Berbert, C.O., 1984. Carbonatites and associated Mineral Deposits in Brazil. *Geological Survey of Japan Report n*, 263: 269-290.
- Brod, J.A., 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. Ph. D. Thesis, University of Durham, Durham, UK, 486 pp.
- Brod, J.A., Gaspar, J.C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3): 265-296.
- Brod, J.A., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., Seer, H.J., Moraes, L.C., Boaventura, G.R., 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba igneous province, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 408-412.
- 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., 2004. Excursão 1. Geologia e mineralizações dos complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, Congresso Brasileiro de Geologia, XLII, Araxá, MG, pp. 1-29.
- Carvalho, W.T., Bressan, S.R., 1997. Depósitos de Fosfato, Nióbio, Titânio, Terras Raras e Vermiculita de Catalão I - Goiás. In: Schobbenhaus Filho, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, Brasília, pp. 69-93.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.G., 2002. New data on pyrochlore- and perovskite-group minerals from the Lovozero alkaline complex, Russia. *European Journal Of Mineralogy*, 14: 821-836.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H., 1998. Lueshite, pyrochlore and monazite-(Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, 62(6): 769-782.

- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Dantas, E.L., Barbosa, E.S.R., 2010. Mineral chemistry, isotope geochemistry and petrogenesis of niobium-rich rocks from the Catalão I carbonatite-phoscorite complex, Central Brazil. *Lithos*, 118: 223-237.
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Palmieri, M., Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R., Santos, R.V., Gaspar, J.C., Assis, L.C., 2011a. The Catalão I niobium deposit, central Brazil: resources, geology and pyrochlore chemistry. *Ore Geology Reviews*, (Submitted).
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Santos, R.V., Dantas, E.L., Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R., 2011b. Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopes of carbonates as indicators of magmatic and post-magmatic processes of phoscorite-series rocks and carbonatites from Catalão I, central Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3): 451-464.
- Dobson, D.P., Jones, A.P., Rabe, R., Sekine, T., Kurita, K., Taniguchi, T., Kondo, T., Kato, T., Shimomura, O., Urakawa, S., 1996. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4): 207-215.
- Fava, N., 2001. O manto de intemperismo e a química do pirocloro de Catalão I: um estudo preliminar, Universidade de Brasília, Brasília.
- Geisler, T., Berndt, J., Meyer, H.W., Pollok, K., Putnis, A., 2004. Low-temperature aqueous alteration of crystalline pyrochlore: correspondence between nature and experiment. *Mineralogical Magazine*, 68(6): 905-922.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1): 189-229.
- Gierth, E., Baecker, M.L., 1986. A mineralização de nióbio e as rochas alcalinas associadas no complexo Catalão I, Goiás. In: Schobbenhaus, C. (Ed.), *Principais depósitos minerais do Brasil. Mme/Dnmp*, Brasília, pp. 456-462.
- Gierth, E., Goldmann, D., Leonardos, O.H., Baecker, M.L., 1985. Main features of the paragenetic evolution of the carbonatite Complex of Catalão I, Goiás, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 9/10: 1469-1475.
- Grasso, C.B., 2010. *Petrologia do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Serra Negra, MG*, Universidade de Brasília, Brasília.
- Grasso, C.B., Ribeiro, C.C., Brod, J.A., Gaspar, J.C., 2006. Mapeamento de detalhe (1:2000) das frentes de lavra da mina da Fosfértil Fertilizantes Fosfatados S.A. In: Silva, M.G., Franca-Rocha, W.J.S. (Editors), *Congresso Brasileiro de Geologia, XLIII*. SBG, Aracaju, pp. 796-801.
- Grossi Sad, J.H., Torres, N., 1976. Geology and mineral resources of the Barreiro complex, Araxá, Minas Gerais, *International Symposium on Carbonatites, Poços de Caldas, Brazil*, pp. 307-312.
- Hogarth, D.D., Williams, C.T., Jones, P., 2000. Primary zoning in pyrochlore group minerals from carbonatites. *Mineralogical Magazine*, 64(4): 683-697.
- Issa Filho, A., Lima, P.R.A.S., Souza, O.M., 1984. Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: CBMM (Ed.), *Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia*. CBMM, São Paulo, pp. 20-44.
- Jácomo, M.H., Junqueira-Brod, T.C., Pires, A.C.B., Brod, J.A., Palmieri, M., Ferrari, A.J.D., 2010. Associação de magnetometria, gamaespectrometria, geoquímica e petrografia para modelamento tridimensional da mineralização de nióbio do depósito Morro do Padre, Goiás, Brasil, *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*, Brasília, pp. 4.
- Knudsen, C., 1989. Pyrochlore group minerals from the Qaqarssuk carbonatite complex. In: Möller, P., Cerný, P., Saupé, F. (Eds.), *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, pp. 80-99.
- Krasnova, N.I., Petrov, T.G., Balaganskaya, E.G., Garcia, D., Moutte, D., Zaitsev, A.N., Wall, F., 2004. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), *Phoscorites and Carbonatites from*

- Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society, London, pp. 45-79.
- Lee, M.J., Garcia, D., Moutte, D., Williams, C.T., Wall, F., 2004. Carbonatites and phoscorites from the Sokli complex, Finland. In: Wall, F., Zaitsev, A. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society, London, pp. 133-162.
- Lee, M.J., Lee, J.I., Garcia, D., Moutte, J., Williams, C.T., Wall, F., Kim, Y., 2006. Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: Implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association. *Geochemical Journal*, 40(1): 1-13.
- Leonardos, O.H., Ulbrich, M.N., Gaspar, J.C., 1991. The Mata da Corda volcanic rocks. In: Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A., Gaspar, J.C. (Editors), 5th International Kimberlite Conference. Special Publication 3/91. CPRM, Araxá, Brazil, pp. 65-73.
- Lumpkin, G.R., Ewing, R.C., 1995. Geochemical Alteration Of Pyrochlore Group Minerals - Pyrochlore Subgroup. *American Mineralogist*, 80(7-8): 732-743.
- Machado Junior, D.L., 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO), Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 101 pp.
- Machado Junior, D.L., 1992. Idades Rb/Sr do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO), Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brazil, pp. 91-93.
- Oliveira, S.M.B., Imbernon, R.A.L., 1998. Weathering alteration and related REE concentration in the Catalao I carbonatite complex, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4): 379-388.
- Palmieri, M., 2011. Modelo Geológico e Avaliação de Recursos Minerais do Depósito de Nióbio Morro do Padre, Complexo alcalino-carbonatítico Catalão II, GO, Universidade de Brasília, Brasília.
- Palmieri, M., Brod, J.A., Gaspar, J.C., Junqueira-Brod, T.C., Barbosa, P.A.R., Dantas, E.L., Santos, R.V., 2011-in preparation. Mineral Chemistry, Whole-Rock Geochemistry and Isotope Geology of the Morro do Padre Nb Deposit, Catalão II alkaline-carbonatite Complex, Brazil.
- Palmieri, M., Ferrari, A.J.D., Brod, J.A., Barbosa, P.A.R., 2006. Geologia da mina de fosfato da Copebrás no Complexo Foscorítico-Carbonatítico de Catalão I, 43 Congresso Brasileiro de Geologia. Aracajú. Sociedade Brasileira de Geologia, Aracajú, SE, pp. 791-795.
- Ribeiro, C.C., 2008. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do Complexo Carbonatítico de Catalão I, GO, Universidade de Brasília, Brasília.
- Ribeiro, C.C., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Petrinovic, I.A., 2005a. Mineralogical and field aspects of magma fragmentation deposits in a carbonate-phosphate magma chamber: evidence from the Catalao I complex, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 355-369.
- Ribeiro, C.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., 2005b. Controle e gênese dos depósitos de monazita no Complexo Carbonatítico de Catalão I, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS, pp. 1-4.
- Ribeiro, C.C., Gaspar, J.C., Petrinovic, I.A., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Pipes de brecha e atividade magmática explosiva no complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4): 417-426.
- Santos, R.V., Clayton, R.N., 1995. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1339-1352.
- Sgarbi, P.B.A., Gaspar, J.C., 2002. Geochemistry of Santo Antonio da Barra Kamafugites, Goias, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8): 889-901.

- Sgarbi, P.B.A., Heaman, L.M., Gaspar, J.C., 2004. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: Further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8): 715-724.
- Silva, A.B., 1986. Jazida de nióbio de Araxá, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. (Ed.), *Principais depósitos minerais do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, pp. 456-462.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.L., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology*, 39(8): 1493-1526.
- Torres, M.G., 1996. Caracterização mineralógica do minério fosfático da mina da Arafertil S. A., no complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG. M. Sc. Thesis Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 149 pp.
- Treiman, A.H., 1989. Carbonatite magma: properties and processes. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 89-104.
- Wall, F., Williams, C.T., Woolley, A.R., Nasraoui, M., 1996. Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire. *Mineralogical Magazine*, 60(402): 731-750.

4 CONCLUSÕES

O complexo de Catalão II (Cretáceo Superior) é uma intrusão alcalina polifásica, composta de pelo menos dois domínios. O domínio norte compreende uma câmara acamadada, formada por bebedouritos, foscoritos e calciocarbonatitos, com sienitos e flogopita picritos subordinados, e contém um importante depósito de fosfato (Coqueiros), associado aos foscoritos. O domínio sul, é formado por enxames de diques de nelsonitos e carbonatitos, com flogopita picritos subordinados, e raros sienito e bebedourito, encaixados em filitos e anfibolitos precambrianos do Grupo Araxá, e inclui os principais depósitos de nióbio do complexo (Mina Boa Vista e Depósito Morro do Padre).

As diferenças litológicas, no modo de intrusão, e no tipo de mineralização indicam que os domínios norte e sul representam sistemas magmáticos distintos. As raras relações de contato entre rochas dos dois domínios indicam que o sistema magmático do domínio sul é mais novo do que o do domínio norte.

O mineral-minério de nióbio no complexo é o pirocloro, que está associado a nelsonitos e, subordinadamente, a carbonatitos.

O depósito Morro do Padre está localizado na porção sudeste de Catalão II, e foi dividido em três zonas, Superior, Intermediária e Inferior.

A Zona Superior coincide com o manto de intemperismo, onde o pirocloro está concentrado de forma residual, em função da lixiviação de constituintes solúveis. Esta zona foi subdividida em três tipos de minério, de acordo com a intensidade do intemperismo. O minério mais raso é do tipo caulinita-óxido, caracterizado pela ausência de carbonato, flogopita e apatita, que foram todos eliminados por processos supergênicos. O minério micáceo, subjacente ao anterior, é caracterizado por intemperismo menos intenso, com preservação de apatita, alteração parcial da flogopita e presença de carbonato restrito à base da unidade. Embora exista uma certa homogeneização por intemperismo, ainda é possível reconhecer, na Zona Superior, reflexos dos diques que formam a mineralização primária em profundidade. Um terceiro tipo de minério na Zona Superior consiste de silcretes com alto teor de Nb, formados na interface entre os minérios caulínítico-oxidado e micáceo, o que indica que este limite representa um contraste de permeabilidade. Por outro lado, os silcretes ocorrem

preferencialmente sobre as zonas onde há predominância de diques de nelsonito e carbonatito, indicando que o solo altamente poroso desenvolvido sobre essas rochas é mais propício à penetração das águas meteóricas.

A zona intermediária consiste de enxames de diques, principalmente de nelsonitos e carbonatitos, que estão restritos em área nas regiões mais profundas mas tornam-se mais espalhados próximo à superfície, sugerindo que a menor pressão litostática nessa região, durante a intrusão, permitiu a abertura de um maior número de fraturas por onde esses magmas de baixa viscosidade puderam penetrar.

A Zona Inferior consiste de uma sequência acamadada rítmica de apatita nelsonito, nelsonito pegmatóide e calciocarbonatito, que preenche uma pequena câmara ou sill. Esta zona foi atravessada por apenas uma sondagem exploratória e sua extensão lateral não é conhecida.

Os dados petrográficos de testemunhos de sondagem e lâmina delgada, bem como análises químicas de rocha total e química mineral de pirocloro permitiram identificar diferentes unidades de nelsonitos e carbonatitos.

Nelsonitos do tipo N1 são ricos em apatita, podendo, inclusive, gradar para apatititos, e contém pirocloro rico em terras raras e titânio. Carbonatitos C1 são calcícticos e foram formados a partir dos magmas N1, como resíduo de cristalização fracionada. N1 e C1 estão intimamente associados na Zona Inferior, formando unidades acamadadas cíclicas onde N1 está sempre na base e C1 sempre no topo. Por outro lado, diques de C1 são comuns na Zona Intermediária, mas diques de N1 são raros nessa zona, indicando que o magma nelsonítico teve maior dificuldade de ascensão, possivelmente em função de restrições de densidade.

Nelsonitos do tipo N2 ocorrem como diques cortando a sequência acamadada N1-C1 e são o tipo de nelsonito predominante da Zona Intermediária. Carbonatitos do tipo C2 são magnesiocarbonatitos e ocorrem tanto em diques individuais como em bolsões irregulares nos nelsonitos N2. As texturas e estruturas observadas em testemunhos de sondagem, bem como em afloramentos na Mina da Boa Vista indicam que estas rochas foram formadas por precipitação de flogopita, apatita, magnetita e pirocloro, com ilmenita e calcopirita subordinadas, nas paredes de fraturas, a partir de um magma de magnesiocarbonatito. Assim as rochas da unidade N2 não representam

nelsonitos verdadeiros, sugerindo-se para elas a designação de pseudonelsonito. Essas são muito ricas em pirocloro e representam a principal mineralização primária de Nb no depósito.

A modelagem de teores de nióbio mostrou que os diques de nelsonito e, subordinadamente, carbonatito controlam a distribuição do minério, tanto em rocha fresca quanto, parcialmente, no solo.

O depósito Morro do Padre contém 2,981 Mt a 1.69% Nb₂O₅ no solo e 11,518 Mt a 1,48 % Nb₂O₅ em rocha fresca. Os recursos totais são de 14,499 Mt a 1,52 % Nb₂O₅.

Referências

- Araújo, A.L.N., Carlson, R.W., Gaspar, J.C., Bizzi, L.A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(2): 163-177.
- Assis, L.C., 2009. Morro do Padre. Avaliação de Recursos Minerais Intemperizados, Anglo American Brasil Ltda, Goiânia.
- Baecker, M.L., 1983. A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáfica alcalinas do domo de Catalão I, Goiás, Universidade de Brasília, Brasília.
- Barbosa, E.S.R., 2009. Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Salitre, MG, Universidade de Brasília, Brasília.
- Barbosa, E.S.R., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., Dantas, E.L., Cordeiro, P.F.O., 2011. Bebedourite from its type area (Salitre I Complex): a key petrogenetic series in the Late-Cretaceous Alto Paranaíba Kamafugite-Carbonatite-Phoscorite Association, Central Brazil. *Journal of Petrology*, em preparação.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha, C.A.B., 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim DFPM/DNPM*, 136: 140p.
- Berbert, C.O., 1984. Carbonatites and associated Mineral Deposits in Brazil. *Geological Survey of Japan Report n, 263*: 269-290.
- Brod, J.A., 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. Ph. D. Thesis, University of Durham, Durham, UK, 486 pp.
- Brod, J.A., Gaspar, J.C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3): 265-296.
- Brod, J.A., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., Seer, H.J., Moraes, L.C., Boaventura, G.R., 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba igneous province, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 408-412.
- 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., 2004. Excursão 1. Geologia e mineralizações dos complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, Congresso Brasileiro de Geologia, XLII, Araxá, MG, pp. 1-29.
- Carvalho, W.T., 1974a. Aspectos geológicos e petrográficos do complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I, GO, Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII. SBG, Porto Alegre, Brazil, pp. 107-123.
- Carvalho, W.T., 1974b. Recursos Minerais do Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO, Congresso Brasileiro de Geologia, XVIII, Porto Alegre, RS.
- Carvalho, W.T., Araújo, P.L., 1974. Perspectivas de aproveitamento econômico dos depósitos minerais associados ao Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO, Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII, 131-141.
- Carvalho, W.T., Bressan, S.R., 1981. Depósitos minerais associados ao Complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I - Goiás. In: Schmaltz, W.H. (Ed.), *Os principais depósitos minerais da Região Centro Oeste*. DNPM, Brasília, pp. 139-183.
- Carvalho, W.T., Bressan, S.R., 1997. Depósitos de Fosfato, Nióbio, Titânio, Terras Raras e Vermiculita de Catalão I - Goiás. In: Schobbenhaus Filho, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, Brasília, pp. 69-93.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.G., 2002. New data on pyrochlore- and perovskite-group minerals from the Lovozero alkaline complex, Russia. *European Journal Of Mineralogy*, 14: 821-836.

- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H., 1998. Lueshite, pyrochlore and monazite-(Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, 62(6): 769-782.
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Dantas, E.L., Barbosa, E.S.R., 2010. Mineral chemistry, isotope geochemistry and petrogenesis of niobium-rich rocks from the Catalão I carbonatite-phoscorite complex, Central Brazil. *Lithos*, 118: 223-237.
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Palmieri, M., Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R., Santos, R.V., Gaspar, J.C., Assis, L.C., 2011a. The Catalão I niobium deposit, central Brazil: resources, geology and pyrochlore chemistry. *Ore Geology Reviews*, (Submitted).
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Santos, R.V., Dantas, E.L., Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R., 2011b. Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopes of carbonates as indicators of magmatic and post-magmatic processes of phoscorite-series rocks and carbonatites from Catalão I, central Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3): 451-464.
- Deutsch, C.V., 1989. DECLUS: A Fortran 77 Program for Determining Optimum Spatial Declustering Weights. *Computers & Geosciences*, 15(3): 325-332.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G., 1998. *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, New York.
- Dobson, D.P., Jones, A.P., Rabe, R., Sekine, T., Kurita, K., Taniguchi, T., Kondo, T., Kato, T., Shimomura, O., Urakawa, S., 1996. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4): 207-215.
- Fava, N., 2001. O manto de intemperismo e a química do pirocloro de Catalão I: um estudo preliminar, Universidade de Brasília, Brasília.
- Geisler, T., Berndt, J., Meyer, H.W., Pollok, K., Putnis, A., 2004. Low-temperature aqueous alteration of crystalline pyrochlore: correspondence between nature and experiment. *Mineralogical Magazine*, 68(6): 905-922.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1): 189-229.
- Gierth, E., Baecker, M.L., 1986. A mineralização de nióbio e as rochas alcalinas associadas no complexo Catalão I, Goiás. In: Schobbenhaus, C. (Ed.), *Principais depósitos minerais do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, pp. 456-462.
- Gierth, E., Goldmann, D., Leonardos, O.H., Baecker, M.L., 1985. Main features of the paragenetic evolution of the carbonatite Complex of Catalão I, Goiás, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 9/10: 1469-1475.
- Grasso, C.B., 2010. *Petrologia do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Serra Negra, MG*, Universidade de Brasília, Brasília.
- Grasso, C.B., Ribeiro, C.C., Brod, J.A., Gaspar, J.C., 2006. Mapeamento de detalhe (1:2000) das frentes de lavra da mina da Fosfértil Fertilizantes Fosfatados S.A. In: Silva, M.G., Franca-Rocha, W.J.S. (Editors), *Congresso Brasileiro de Geologia, XLIII*. SBG, Aracaju, pp. 796-801.
- Grossi Sad, J.H., Torres, N., 1976. Geology and mineral resources of the Barreiro complex, Araxá, Minas Gerais, *International Symposium on Carbonatites, Poços de Caldas, Brazil*, pp. 307-312.
- Hogarth, D.D., Williams, C.T., Jones, P., 2000. Primary zoning in pyrochlore group minerals from carbonatites. *Mineralogical Magazine*, 64(4): 683-697.
- Issa Filho, A., Lima, P.R.A.S., Souza, O.M., 1984. Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: CBMM (Ed.), *Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia*. CBMM, São Paulo, pp. 20-44.
- Jácomo, M.H., Junqueira-Brod, T.C., Pires, A.C.B., Brod, J.A., Palmieri, M., Ferrari, A.J.D., 2010. Associação de magnetometria, gamaespectrometria, geoquímica e petrografia para

- modelamento tridimensional da mineralização de nióbio do depósito Morro do Padre, Goiás, Brasil, IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília, pp. 4.
- JORC, 2004. Australasian Code for Mineral Resources and Ore Reserves Reporting of Exploration Results. JORC - Joint Ore Reserves Committee of the Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Australian Institute of Geoscientists, and Mineral Council of Australia - http://www.jorc.org/pdf/jorc2004print_v2.pdf.
- Journel, A.G., 1989. Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons, Notes of the Short Course Presented at the 28th International Geological Congress, 28th International Geological Congress. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 40.
- Knudsen, C., 1989. Pyrochlore group minerals from the Qaqarssuk carbonatite complex. In: Möller, P., Cerný, P., Saupé, F. (Eds.), Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, pp. 80-99.
- Krasnova, N.I., Petrov, T.G., Balaganskaya, E.G., Garcia, D., Moutte, D., Zaitsev, A.N., Wall, F., 2004. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society, London, pp. 45-79.
- Lee, M.J., Garcia, D., Moutte, D., Williams, C.T., Wall, F., 2004. Carbonatites and phoscorites from the Sokli complex, Finland. In: Wall, F., Zaitsev, A. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society, London, pp. 133-162.
- Lee, M.J., Lee, J.I., Garcia, D., Moutte, J., Williams, C.T., Wall, F., Kim, Y., 2006. Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: Implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association. *Geochemical Journal*, 40(1): 1-13.
- Leonardos, O.H., Ulbrich, M.N., Gaspar, J.C., 1991. The Mata da Corda volcanic rocks. In: Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A., Gaspar, J.C. (Editors), 5th International Kimberlite Conference. Special Publication 3/91. CPRM, Araxá, Brazil, pp. 65-73.
- Lloyd, F.E., Bailey, D.K., 1991. 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. (Editors), 5th International Kimberlite Conference. Special Publication 3/91. CPRM, Araxá, Brazil, pp. 263-269.
- Lumpkin, G.R., Ewing, R.C., 1995. Geochemical Alteration Of Pyrochlore Group Minerals - Pyrochlore Subgroup. *American Mineralogist*, 80(7-8): 732-743.
- Machado Junior, D.L., 1991. Geologia e Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO), Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 101 pp.
- Machado Junior, D.L., 1992. Idades Rb/Sr do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO), Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brazil, pp. 91-93.
- Oliveira, S.M.B., Imbernon, R.A.L., 1998. Weathering alteration and related REE concentration in the Catalao I carbonatite complex, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4): 379-388.
- Palmieri, M., 2011. Modelo Geológico e Avaliação de Recursos Minerais do Depósito de Nióbio Morro do Padre, Complexo alcalino-carbonatítico Catalão II, GO, Universidade de Brasília, Brasília.
- Palmieri, M., Brod, J.A., Gaspar, J.C., Junqueira-Brod, T.C., Barbosa, P.A.R., Dantas, E.L., Santos, R.V., 2011-in preparation. Mineral Chemistry, Whole-Rock Geochemistry and Isotope Geology of the Morro do Padre Nb Deposit, Catalão II alkaline-carbonatite Complex, Brazil.
- Palmieri, M., Ferrari, A.J.D., Brod, J.A., Barbosa, P.A.R., 2006. Geologia da mina de fosfato da Copebrás no Complexo Foscorítico-Carbonatítico de Catalão I, 43 Congresso Brasileiro de Geologia. Aracajú. Sociedade Brasileira de Geologia, Aracajú, SE, pp. 791-795.

- Ribeiro, C.C., 2008. Geologia, geometurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do Complexo Carbonatítico de Catalão I, GO, Universidade de Brasília, Brasília.
- Ribeiro, C.C., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Petrinovic, I.A., 2005a. Mineralogical and field aspects of magma fragmentation deposits in a carbonate-phosphate magma chamber: evidence from the Catalao I complex, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 355-369.
- Ribeiro, C.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., 2005b. Controle e gênese dos depósitos de monazita no Complexo Carbonatítico de Catalão I, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS, pp. 1-4.
- Ribeiro, C.C., Gaspar, J.C., Petrinovic, I.A., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Pipes de brecha e atividade magmática explosiva no complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4): 417-426.
- Santos, R.V., Clayton, R.N., 1995. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1339-1352.
- Sgarbi, P.B.A., Gaspar, J.C., 2002. Geochemistry of Santo Antonio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8): 889-901.
- Sgarbi, P.B.A., Heaman, L.M., Gaspar, J.C., 2004. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: Further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8): 715-724.
- Silva, A.B., 1986. Jazida de nióbio de Araxá, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. (Ed.), *Principais depósitos minerais do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, pp. 456-462.
- Sonoki, I.K., Garda, G.M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. *Boletim do IG USP Serie Cientifica*, 19: 63-85.
- Souza, L.E., Weiss, A.L., Costa, J.F.C.L., Koppe, J.C., 2001. Impacto do Agrupamento Preferencial de Amostras na Inferência Estatística: Aplicações em Mineração. *Revista da Escola de Minas*, 54(4): 257-266.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.L., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology*, 39(8): 1493-1526.
- Torres, M.G., 1996. Caracterização mineralógica do minério fosfático da mina da Arafertil S. A., no complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG. M. Sc. Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 149 pp.
- Torres, M.G., 2008. Caracterização mineralógica e controles do minério de fosfato do Complexo de Araxá, MG, Universidade de Brasília, Brasília.
- Treiman, A.H., 1989. Carbonatite magma: properties and processes. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 89-104.
- Wall, F., Williams, C.T., Woolley, A.R., Nasraoui, M., 1996. Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire. *Mineralogical Magazine*, 60(402): 731-750.
- Winterburn, P.A., 2004. Procedures for the Sampling, Preparation and QA/QC Analysis of Geological Evaluation Samples at the Catalao Mine, Brazil, Anglo American plc - Exploration Division.
- Woolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1-14.
- Yegorov, L.S., 1993. Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. *International Geology Review*, 35(4): 346-358.

5 ANEXOS

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP531918	MP531823	MP272820	MP272834	MP272841	MP531817	MP531829	MP535499	MP535496
Rocha	Fl-Picr	Fl-Picr	Fl-Picr	Fl-Picr	Fl-Picr	Fl-Picr	Aptto	Aptto	Aptto
Grupo	FLP	FLP	FLP	FLP	FLP	FLP	N1	N1	N1
SiO2	32.43	33.09	35.35	31.94	30.51	35.61	0.74	0.30	0.45
TiO2	5.88	6.43	5.01	5.41	5.00	4.40	0.68	0.33	0.90
Al2O3	4.74	4.91	5.55	3.90	5.73	5.99	0.01	0.01	0.01
FeOT	13.60	13.46	11.61	13.10	12.35	12.41	6.42	2.65	7.50
MnO	0.26	0.26	0.18	0.23	0.20	0.22	0.10	0.06	0.15
MgO	10.06	9.67	20.79	18.03	14.67	17.41	1.19	0.62	2.03
CaO	12.59	12.04	10.35	11.06	11.83	8.35	47.44	50.67	45.58
Na2O	0.87	0.98	0.15	0.17	0.12	0.30	0.18	0.15	0.18
K2O	6.37	6.57	4.37	4.21	3.87	4.15	0.17	0.07	0.11
P2O5	2.00	1.94	1.05	2.03	1.98	2.19	36.98	36.53	33.69
BaO	0.63	0.66	0.35	0.41	1.56	0.70	0.06	0.09	0.35
SrO	0.35	0.27	0.17	0.32	0.32	0.26	1.46	1.87	1.61
Cr2O3	0.02	0.03	0.17	0.12	0.15	0.11	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	0.05	0.05	0.03	0.06	0.03	0.04	0.60	0.30	0.68
REE2O3	0.19	0.16	0.12	0.15	0.10	0.14	0.88	0.90	0.98
ZrO2	0.14	0.14	0.05	0.14	0.08	0.09	0.04	0.04	0.07
LOI	8.00	8.00	3.40	7.10	9.70	9.70	2.20	5.00	4.70
Total	99.69	100.16	99.99	99.84	99.59	103.45	99.86	99.88	99.82
C	1.79	1.67	0.27	1.15	1.68	0.76	0.57	1.07	1.08
S	0.16	0.18	0.16	0.14	0.25	0.29	0.01	0.02	0.03
Ba	5657	5887	3097	3665	14011	6228	538	828	3102
Rb	274.6	285.1	279.6	195.2	215.7	216.1	8.7	3.7	6.3
Sr	2959	2256	1464	2744	2680	2221	12324	15779	13578
Ta	18.1	20.3	10.2	13.9	13.4	13.1	0.3	0.2	0.2
Nb	326	355	205	405	222	246	4198	2074	4730
Hf	27.5	26.1	10.3	24.6	16.1	16.3	10.1	6.7	12.7
Zr	1072	1058	390	1063	619	645	312	284	506
Y	39.8	37.1	25.0	46.5	27.4	32.4	77.3	83.5	83.9
Th	44.9	39.2	22.7	41.6	18.7	26.9	575.6	369.9	608.8
U	5.20	7.80	3.93	7.20	4.80	5.40	0.40	0.50	0.50
Cr	136.8	198.4	1142.7	800.5	992.1	780.0	6.8	6.8	6.8
Ni	82.0	99.0	674.7	452.0	371.0	528.0	1.8	0.8	0.2
Co	51.0	53.5	84.0	80.8	67.8	78.9	16.6	7.5	20.6
Sc	31.0	32.0	34.0	27.0	28.0	28.0	9.0	5.0	11.0
V	243	277	110	244	328	289	98	60	111
Cu	199.4	204.2	59.6	206.2	125.1	113.7	12.2	27.8	139.2
Pb	22.4	28.3	7.7	13.0	12.0	16.1	7.5	4.3	10.5
Zn	113.0	134.0	65.3	84.0	100.0	98.0	51.0	18.0	75.0
Cd	0.90	0.70	0.40	0.90	0.80	0.50	0.05	0.05	0.20
La	412	316	274	300	196	273	1346	1415	1534
Ce	783	684	455	549	430	597	3928	4014	4447
Pr	73.8	66.2	57.5	73.0	44.3	58.9	410.8	421.2	446.9
Nd	243	230	206	260	164	211	1474	1526	1615
Sm	30.6	29.5	23.7	31.0	21.4	26.5	161.5	167.6	176.4
Eu	7.86	7.63	5.61	7.49	5.63	6.86	38.27	39.54	41.74
Gd	18.88	16.47	11.52	15.97	12.43	14.47	73.30	83.64	87.47
Tb	2.38	2.28	1.72	2.47	1.60	1.95	8.38	8.44	8.64
Dy	9.98	9.74	5.91	9.08	6.52	8.07	31.35	30.54	32.10
Ho	1.490	1.470	0.820	1.390	1.000	1.200	3.320	3.420	3.510
Er	3.140	3.340	1.557	3.120	2.060	2.570	5.940	6.410	6.610
Tm	0.420	0.440	0.203	0.440	0.270	0.320	0.700	0.740	0.720
Yb	2.400	2.360	1.123	2.370	1.510	1.720	3.490	3.650	3.860
Lu	0.280	0.280	0.140	0.300	0.190	0.220	0.340	0.380	0.380

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP531810	MP272813	MP272829	MP531807	MP531815	MP531901	MP535494	MP535497	MP531906
Rocha	Aptto (p)	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels (p)	Ap-Nels
Grupo	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N1
SiO2	0.79	0.95	4.48	5.67	0.28	0.97	2.75	2.51	3.73
TiO2	0.57	2.33	2.20	2.05	0.73	1.72	1.30	2.78	3.23
Al2O3	0.10	0.03	0.04	0.07	0.02	0.01	0.10	0.03	0.01
FeOT	4.24	26.47	25.63	16.90	7.03	20.51	10.70	22.17	29.47
MnO	0.12	0.29	0.33	0.27	0.14	0.24	0.20	0.39	0.38
MgO	2.83	1.49	5.42	7.43	1.39	1.63	3.82	4.84	4.51
CaO	44.60	33.93	29.83	32.01	46.12	36.63	39.93	30.92	27.10
Na2O	0.28	0.25	0.23	0.25	0.16	0.19	0.33	0.18	0.18
K2O	0.04	0.11	0.79	0.60	0.01	0.20	0.69	0.66	1.02
P2O5	33.76	23.40	21.03	19.60	28.45	27.83	24.44	18.71	14.72
BaO	1.51	0.16	0.06	0.12	0.25	0.13	0.30	0.21	0.15
SrO	1.64	1.19	0.99	1.12	1.78	1.32	1.47	1.13	1.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Nb2O5	0.69	1.69	1.82	1.78	0.51	1.18	1.47	1.64	2.16
REE2O3	1.23	0.99	0.88	0.99	0.91	0.89	1.35	1.02	1.16
ZrO2	0.00	0.27	0.11	0.18	0.08	0.09	0.18	0.17	0.16
LOI	7.10	3.50	3.20	8.90	11.20	4.00	9.40	9.50	7.20
Total	99.97	100.00	99.89	99.83	99.84	99.82	99.62	99.33	99.45
C	1.80	1.29	0.97	2.19	3.03	1.02	2.35	2.47	1.88
S	0.32	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.07	0.31	0.02
Ba	13533	1444	575	1112	2202	1148	2719	1911	1304
Rb	1.6	5.2	42.5	33.9	0.4	12.7	39.5	36.8	55.8
Sr	13850	10056	8350	9467	15037	11186	12399	9519	8421
Ta	0.5	0.1	0.1	1.5	0.1	0.9	4.3	1.8	1.4
Nb	4809	11818	12741	12455	3588	8235	10299	11481	15104
Hf	1.8	52.8	30.9	48.4	15.4	19.6	38.2	38.8	43.4
Zr	30	1970	792	1334	556	644	1348	1273	1176
Y	127.9	140.5	93.7	94.2	95.9	89.7	118.9	106.2	98.7
Th	411.9	1333.6	1550.0	1995.3	404.6	1074.4	2034.7	1817.6	2664.9
U	2.30	1.10	0.10	4.10	0.90	2.70	19.20	3.30	1.60
Cr	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	34.2
Ni	2.0	3.2	6.0	4.1	2.4	1.5	1.4	2.2	2.8
Co	6.8	70.1	74.2	54.1	21.2	59.9	29.5	75.2	86.5
Sc	6.0	22.0	36.0	46.0	10.0	15.0	21.0	28.0	37.0
V	77	399	374	208	136	325	137	253	342
Cu	459.2	16.9	32.0	82.0	108.9	41.4	456.1	2034.1	59.7
Pb	8.8	26.7	20.0	22.7	15.1	16.3	25.6	28.4	23.9
Zn	34.0	169.0	171.0	139.0	64.0	134.0	109.0	257.0	205.0
Cd	0.80	0.10	0.10	0.10	0.05	0.05	0.10	0.60	0.20
La	2170	1195	998	1062	1371	1151	1549	1066	1050
Ce	5433	4258	4030	4945	4170	4232	6589	5089	5906
Pr	564.6	494.4	434.8	457.4	427.6	415.6	618.8	462.4	529.7
Nd	1944	1986	1640	1641	1480	1485	2206	1674	1931
Sm	206.7	251.2	199.7	198.7	167.0	174.4	269.2	207.6	234.9
Eu	48.52	60.62	47.28	49.03	40.76	43.40	66.30	52.84	59.53
Gd	95.08	111.57	80.09	79.90	74.74	82.58	121.03	98.16	113.57
Tb	10.55	14.88	10.88	9.84	9.01	9.13	13.15	10.87	11.28
Dy	38.67	47.00	34.39	39.32	34.94	34.42	50.56	43.14	43.92
Ho	4.540	5.370	3.610	4.210	3.990	3.510	5.400	4.900	4.530
Er	8.210	9.210	5.920	7.900	7.510	6.950	9.550	9.180	8.480
Tm	0.970	1.250	0.850	0.960	0.950	0.840	1.150	1.100	1.020
Yb	5.070	6.410	4.060	4.890	4.660	4.210	6.110	5.340	5.140
Lu	0.550	0.670	0.400	0.480	0.480	0.410	0.580	0.500	0.480

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicocarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP531830	MP531903	MP531915	MP531909	MP531912	MP531806	MP531818	MP531910	MP272832
Rocha	Ap-Nels	Ap-Nels	Ap-Nels	Nels	Nels	Nels	Nels	Nels (p)	PsNels
Grupo	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N1	N2
SiO2	4.02	0.23	0.49	2.33	5.67	7.31	9.83	2.25	9.69
TiO2	4.53	1.39	0.98	6.18	4.92	3.63	3.43	4.05	7.38
Al2O3	0.07	0.01	0.01	0.01	0.15	0.20	0.20	0.01	0.14
FeOT	27.71	18.55	12.08	47.49	37.40	34.97	30.29	41.91	42.17
MnO	0.41	0.23	0.21	0.62	0.52	0.51	0.56	0.56	0.70
MgO	5.17	1.31	2.52	4.13	6.03	8.62	14.16	4.40	9.15
CaO	23.35	39.18	42.08	14.43	17.63	16.72	13.16	21.33	8.08
Na2O	0.54	0.13	0.33	0.39	0.33	0.33	0.50	0.10	0.51
K2O	1.08	0.02	0.12	0.60	1.37	1.88	1.76	0.59	2.45
P2O5	10.30	28.57	24.47	6.37	5.78	5.52	5.03	8.51	3.20
BaO	0.31	0.18	0.58	0.33	0.25	0.36	0.49	0.16	0.35
SrO	0.83	1.46	1.57	0.62	0.69	0.71	0.48	0.89	0.36
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	6.41	0.51	1.50	3.79	4.13	2.77	4.98	0.59	4.85
REE2O3	2.64	0.73	1.09	1.19	1.80	1.24	1.28	0.42	0.94
ZrO2	0.68	0.02	0.09	0.24	0.29	0.25	0.31	0.04	0.29
LOI	7.50	5.30	10.30	5.20	8.10	10.50	9.20	9.20	4.98
Total	98.63	99.88	99.77	99.22	99.23	99.40	99.02	99.67	99.94
C	2.17	1.42	2.59	1.61	2.15	3.08	2.54	2.60	1.32
S	0.31	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.12	0.05	0.14
Ba	2807	1588	5222	2982	2262	3208	4358	1456	3132
Rb	56.5	2.1	6.5	33.9	72.5	97.0	92.9	33.8	127.2
Sr	7014	12346	13265	5273	5794	5971	4039	7517	3030
Ta	7.0	0.4	0.1	2.3	2.7	0.3	9.2	0.3	6.1
Nb	44776	3554	10497	26486	28894	19343	34804	4111	33906
Hf	152.1	6.1	24.7	67.3	83.8	74.6	101.5	10.1	90.5
Zr	5011	175	673	1802	2180	1879	2283	272	2169
Y	219.1	67.7	93.1	82.8	143.3	95.5	98.1	55.3	77.0
Th	7493.3	488.9	1422.6	4791.2	4648.8	2391.2	5271.3	618.8	3864.1
U	10.00	1.10	0.60	4.20	3.20	0.70	62.00	3.40	74.60
Cr	6.8	6.8	20.5	27.4	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8
Ni	5.3	2.6	1.6	4.5	4.0	5.0	7.2	3.2	17.0
Co	79.9	47.1	23.0	137.0	107.1	99.0	95.9	122.9	137.9
Sc	64.0	13.0	10.0	40.0	55.0	33.0	85.0	41.0	39.0
V	306	293	219	573	399	519	326	470	507
Cu	2673.6	98.8	7.2	87.9	244.6	450.6	754.0	203.7	861.6
Pb	85.6	6.9	18.3	48.9	46.3	27.7	70.2	8.0	48.9
Zn	243.0	128.0	61.0	347.0	275.0	351.0	337.0	323.0	356.0
Cd	1.10	0.05	0.05	2.30	1.10	0.60	1.10	0.20	9.60
La	1726	1196	1638	1083	1236	978	1006	523	832
Ce	14185	3252	4867	6060	9905	6599	6732	2021	4549
Pr	1167.2	330.8	511.1	560.3	777.8	564.8	589.4	190.4	478.9
Nd	4326	1157	1847	1974	2732	1965	2094	693	1736
Sm	581.8	126.2	203.7	241.3	355.2	247.4	254.2	79.8	215.3
Eu	144.38	30.38	48.69	60.05	92.73	63.42	64.16	19.62	53.08
Gd	221.99	62.17	106.90	110.15	149.25	87.76	88.76	42.78	76.75
Tb	28.49	6.69	9.62	10.80	18.33	11.74	12.02	4.45	11.69
Dy	114.58	24.38	36.32	42.82	69.34	47.55	46.73	17.86	35.13
Ho	11.690	2.580	3.850	4.040	6.820	4.750	4.660	2.080	3.370
Er	21.860	4.810	7.120	7.440	13.010	8.460	8.220	4.240	5.340
Tm	2.560	0.590	0.840	0.920	1.580	1.070	1.060	0.470	0.900
Yb	13.150	2.930	4.580	4.610	8.300	5.480	5.450	2.690	3.820
Lu	1.200	0.300	0.430	0.430	0.750	0.520	0.480	0.280	0.370

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicocarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP531819	MP272833	MP272836	MP272801	MP272811	MP272842	MP272818	MP272828	MP273552
Rocha	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels
Grupo	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2
SiO2	18.44	8.68	14.89	6.58	2.94	11.06	0.96	1.95	6.09
TiO2	2.62	6.91	3.62	6.20	5.56	5.50	6.62	8.84	7.31
Al2O3	0.30	0.25	0.34	0.12	0.03	1.04	0.04	0.01	0.02
FeOT	27.79	54.10	38.88	46.31	61.68	41.19	59.70	66.96	58.80
MnO	0.35	0.71	0.45	0.76	0.68	0.44	0.82	1.11	0.77
MgO	15.16	8.11	12.13	8.59	3.46	8.48	4.72	6.18	7.10
CaO	10.39	3.87	8.35	8.84	7.37	12.67	7.22	2.03	2.46
Na2O	0.24	0.32	0.34	0.45	0.32	0.20	0.28	0.14	0.33
K2O	4.11	2.27	3.86	1.52	0.70	1.31	0.22	0.39	1.64
P2O5	4.11	1.35	3.13	3.59	4.26	4.72	0.94	0.32	0.15
BaO	0.23	0.36	0.13	0.23	0.20	0.26	0.39	0.14	0.45
SrO	0.40	0.19	0.38	0.33	0.28	0.50	0.34	0.10	0.17
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Nb2O5	2.31	2.65	3.82	3.30	1.00	1.95	0.97	1.17	2.63
REE2O3	0.72	0.62	0.88	1.13	0.56	0.60	0.80	0.45	0.65
ZrO2	0.19	0.16	0.18	0.23	0.18	0.10	0.14	0.10	0.16
LOI	8.90	3.48	4.76	6.36	4.50	4.40	9.26	0.80	3.30
Total	99.35	100.06	100.47	99.69	100.60	99.02	100.07	98.15	98.58
C	2.10	0.86	1.09	1.69	0.91	0.98	2.38	1.08	1.30
S	0.36	0.33	0.77	0.17	1.17	0.29	0.54	1.35	0.83
Ba	2025	3249	1123	2025	1797	2315	3537	1217	3993
Rb	223.7	119.2	221.6	77.1	35.0	76.9	10.1	20.1	99.0
Sr	3398	1615	3189	2762	2408	4200	2878	866	1440
Ta	2.1	4.1	1.4	6.9	0.1	3.8	0.1	0.1	1.4
Nb	16151	18516	26698	23056	7003	13624	6762	8204	18401
Hf	49.8	49.7	48.8	74.1	44.0	30.7	45.1	28.7	49.0
Zr	1398	1158	1368	1691	1297	721	1022	730	1164
Y	57.5	47.8	78.1	98.1	49.0	48.1	59.2	40.5	39.9
Th	2513.3	2741.0	2591.3	2855.9	2105.7	1670.1	2485.1	927.7	2267.2
U	13.00	42.80	2.70	125.30	1.60	2.60	2.30	0.10	2.70
Cr	6.8	6.8	6.8	6.8	20.5	109.5	6.8	54.7	6.8
Ni	4.9	11.0	17.0	11.0	8.0	45.0	15.0	77.0	3.2
Co	84.4	132.1	115.8	137.6	63.6	133.6	49.1	58.9	187.2
Sc	46.0	33.0	35.0	69.0	25.0	29.0	43.0	67.0	28.0
V	297	544	426	569	543	500	422	511	808
Cu	3258.5	2288.3	6416.6	1182.1	8387.1	4005.3	3750.1	13380.2	7341.1
Pb	50.2	39.5	65.2	46.2	90.7	32.0	53.3	98.5	72.4
Zn	223.0	373.0	246.0	375.0	407.0	419.0	477.0	612.0	519.0
Cd	1.10	6.00	7.10	4.30	10.40	3.60	7.20	5.10	6.60
La	625	630	721	900	568	667	696	355	560
Ce	3726	2964	4404	5754	2575	2968	4008	2283	3385
Pr	340.1	325.3	433.7	531.7	289.4	290.7	390.7	220.5	312.0
Nd	1181	1128	1556	2028	1073	977	1406	779	1051
Sm	144.1	134.7	200.0	244.6	132.3	115.7	167.4	96.9	129.2
Eu	35.81	32.64	50.34	56.84	31.42	27.97	39.46	23.92	32.33
Gd	53.05	44.60	67.65	87.03	46.76	38.44	53.12	30.11	42.42
Tb	7.16	6.85	10.66	12.72	6.85	5.16	8.35	5.28	5.86
Dy	28.31	21.57	33.95	39.33	20.79	19.39	24.79	16.77	22.61
Ho	2.920	2.040	3.320	3.960	2.160	1.950	2.460	1.730	2.020
Er	5.130	3.120	5.080	5.890	3.140	3.630	3.700	2.720	3.630
Tm	0.640	0.480	0.770	0.980	0.510	0.470	0.600	0.410	0.420
Yb	3.220	2.330	3.710	5.090	2.530	2.410	3.120	2.100	2.290
Lu	0.300	0.220	0.360	0.490	0.270	0.260	0.300	0.200	0.210

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicocarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP535495	MP272850	MP535480	MP272814	MP531805	MP272802	MP272804	MP272805	MP531812
Rocha	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels
Grupo	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2	N2
SiO2	3.65	8.70	7.56	14.59	6.61	14.64	9.55	10.20	15.74
TiO2	6.22	4.14	4.18	2.41	4.28	5.30	4.63	6.02	3.46
Al2O3	0.04	0.05	0.21	0.21	0.12	0.12	0.07	0.07	0.40
FeOT	39.08	47.96	32.37	30.48	33.30	42.31	47.46	52.54	33.16
MnO	0.66	0.63	0.35	0.29	0.61	0.55	0.44	0.48	0.37
MgO	6.56	12.13	7.28	10.58	9.74	12.07	8.94	8.62	13.00
CaO	15.35	7.95	13.37	15.76	14.39	4.83	7.31	3.63	9.34
Na2O	0.48	0.22	0.80	0.36	0.55	0.40	0.42	0.47	0.34
K2O	0.97	1.43	1.68	3.76	1.68	3.80	2.51	2.67	4.17
P2O5	5.22	4.18	6.69	8.64	3.87	1.29	2.59	0.59	2.43
BaO	0.47	0.06	1.43	0.16	0.42	0.69	0.90	0.44	0.63
SrO	0.72	0.29	0.71	0.58	0.61	0.28	0.39	0.25	0.41
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	4.76	2.16	1.47	2.24	4.54	3.25	2.48	2.85	2.07
REE2O3	1.27	0.78	1.19	0.60	1.28	0.46	0.40	0.40	0.45
ZrO2	0.23	0.13	0.04	0.12	0.18	0.02	0.01	0.01	0.01
LOI	8.80	2.60	7.20	5.61	13.20	5.03	7.71	5.18	9.50
Total	98.82	98.75	90.13	99.78	99.09	99.75	101.08	100.28	99.18
C	2.57	0.97	2.30	1.53	3.65	1.32	1.90	1.27	3.06
S	0.38	0.67	1.22	3.72	0.17	0.19	0.75	0.53	0.96
Ba	4203	539	12849	1439	3802	6186	8030	3937	5603
Rb	54.7	86.1	97.4	186.4	90.3	206.9	131.6	146.3	239.6
Sr	6071	2431	5966	4947	5121	2334	3296	2137	3491
Ta	12.9	1.6	3.2	0.2	12.0	0.3	0.2	0.2	2.5
Nb	33265	15095	10245	15647	31769	22736	17313	19958	14485
Hf	71.6	41.5	20.0	37.9	66.2	12.0	4.4	7.6	7.2
Zr	1689	977	270	860	1320	173	38	92	97
Y	75.8	65.4	60.3	48.2	71.9	16.6	15.2	11.4	18.7
Th	4058.8	2192.0	4837.0	1396.7	4933.2	1707.8	1134.6	1269.1	1217.3
U	44.80	2.50	43.70	0.60	83.40	0.60	0.50	0.40	8.40
Cr	13.7	6.8	34.2	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8
Ni	5.5	3.9	16.0	13.0	6.8	4.3	3.1	5.0	7.8
Co	136.8	151.2	75.6	189.1	106.2	127.8	117.6	77.4	71.4
Sc	37.0	69.0	17.0	10.0	34.0	23.0	14.0	16.0	10.0
V	477	556	558	264	417	495	583	619	357
Cu	3125.1	5547.9	6929.8	36869.9	1449.7	1199.9	4276.7	2853.2	5113.5
Pb	54.7	51.4	60.9	43.8	61.6	25.2	26.4	19.5	28.1
Zn	459.0	397.0	403.0	582.0	308.0	290.0	310.0	297.0	328.0
Cd	4.30	5.20	10.50	10.30	1.10	4.00	5.40	11.20	5.70
La	1160	576	1532	732	1159	531	578	531	580
Ce	6676	4201	5854	2682	6693	2230	1824	1898	2284
Pr	580.1	351.6	571.5	316.0	613.7	247.7	210.2	209.8	213.8
Nd	1959	1241	1837	1157	2068	822	682	670	667
Sm	232.5	157.5	182.1	133.8	231.0	83.6	61.3	59.4	66.7
Eu	57.57	40.75	42.20	30.05	55.85	17.31	12.14	11.72	15.27
Gd	90.54	58.18	75.48	50.77	67.75	18.90	13.78	10.53	18.36
Tb	10.28	7.75	7.25	6.27	9.29	2.92	1.92	1.80	2.57
Dy	38.32	30.15	25.36	18.80	35.55	6.91	4.63	4.42	8.79
Ho	3.690	2.950	2.210	1.760	3.010	0.490	0.350	0.320	0.630
Er	6.730	5.530	4.110	2.390	5.190	0.260	0.170		1.220
Tm	0.810	0.670	0.550	0.380	0.740	0.130	0.110	0.090	0.140
Yb	4.250	3.490	2.930	1.950	3.950	0.720	0.620	0.560	0.950
Lu	0.380	0.320	0.320	0.200	0.370	0.070	0.080	0.060	0.080

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP272810	MP272844	MP531907	MP272821	MP272806	MP531905	MP535491	MP535500	MP272799
Rocha	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	PsNels	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb
Grupo	N2	N2	N2	N2	N2	C1	C1	C1	C1
SiO2	17.09	11.79	4.73	15.63	20.16	0.83	6.10	0.02	0.95
TiO2	3.64	9.45	3.34	0.74	0.96	0.50	0.36	0.02	0.12
Al2O3	0.17	0.02	0.01	0.46	0.80	0.01	0.64	0.01	0.07
FeOT	34.93	36.51	32.01	9.35	10.37	4.20	3.14	0.23	3.73
MnO	0.39	0.62	0.50	0.38	0.22	0.12	0.08	0.06	0.10
MgO	13.39	10.42	8.06	19.53	17.04	1.38	4.76	0.83	1.42
CaO	7.66	6.34	19.84	18.49	14.93	47.42	43.37	51.10	50.55
Na2O	0.44	0.67	0.13	0.98	1.24	0.17	0.12	0.13	0.10
K2O	4.50	3.16	1.28	3.96	5.38	0.22	1.70	0.07	0.33
P2O5	3.23	1.50	0.68	2.12	4.22	5.12	12.73	13.88	3.80
BaO	0.39	0.47	3.27	1.39	2.66	0.62	0.36	0.67	0.40
SrO	0.38	0.34	1.30	0.96	1.20	2.65	1.64	2.85	1.69
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	3.50	4.77	0.94	1.48	1.46	0.30	0.24	0.02	0.03
REE2O3	0.51	0.73	0.64	0.98	1.47	0.39	0.54	0.43	0.19
ZrO2	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.06	0.09	0.00	0.00
LOI	5.30	8.40	19.10	21.39	12.30	35.50	23.60	29.60	36.20
Total	99.44	99.31	99.42	98.88	95.57	99.95	99.83	99.96	100.09
C	1.35	1.93	5.37	5.70	2.97	9.94	6.31	7.84	10.29
S	0.09	0.13	0.84	0.50	0.06	0.03	0.03	0.08	0.59
Ba	3509	4233	29245	12437	23783	5534	3243	6040	3584
Rb	234.3	196.8	68.0	188.6	275.2	9.0	96.2	1.7	17.1
Sr	3255	2911	11031	8094	10145	22409	13905	24135	14249
Ta	0.7	0.4	1.3	1.0	7.6	0.2	1.5	0.1	3.6
Nb	24494	33367	6539	10312	10172	2079	1705	150	195
Hf	10.7	22.7	12.8	9.2	18.0	10.9	16.7	0.6	0.4
Zr	133	283	292	87	167	431	642	24	8
Y	24.4	24.7	35.2	45.6	56.1	49.4	56.5	49.2	38.3
Th	1688.3	2821.0	1049.3	1855.0	2766.9	413.5	1031.7	27.4	21.4
U	1.70	0.60	1.50	32.10	137.00	0.60	44.30	0.70	42.00
Cr	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	20.5	6.8	6.8	6.8
Ni	17.0	1.5	7.0	15.0	18.0	0.1	1.7	0.2	0.4
Co	84.5	72.2	113.4	20.7	17.7	12.0	10.7	1.1	40.9
Sc	18.0	18.0	35.0	11.0	10.0	11.0	8.0	5.0	6.0
V	397	357	366	15	12	66	24	10	45
Cu	391.3	533.3	2190.1	1353.9	102.9	171.2	157.6	137.9	144.7
Pb	23.0	36.4	26.1	202.2	40.8	8.7	12.2	5.0	3.8
Zn	218.0	223.0	283.0	107.0	49.0	32.0	17.0	5.0	13.0
Cd	3.40	3.50	1.70	8.90	4.60	0.10	0.20	0.10	0.10
La	621	814	1060	1834	2468	628	699	820	388
Ce	2443	3801	3119	4369	6732	1757	2547	1857	711
Pr	266.0	351.0	263.3	455.9	669.4	168.4	248.9	195.4	97.9
Nd	873	1092	828	1468	2300	588	911	680	372
Sm	88.6	111.1	81.8	132.2	218.5	68.1	109.5	72.8	40.6
Eu	18.56	25.26	19.90	27.53	44.29	17.72	27.56	17.43	9.24
Gd	22.64	23.03	31.82	38.68	68.18	35.06	51.90	38.33	19.57
Tb	3.39	3.86	3.87	5.41	7.92	4.21	5.94	4.17	2.56
Dy	9.58	12.73	14.44	14.23	19.85	16.68	22.57	15.22	8.39
Ho	0.750	0.920	1.250	1.340	1.480	1.930	2.440	1.870	1.120
Er	0.770	1.500	2.580	1.630	1.290	4.060	4.720	4.030	2.100
Tm	0.210	0.240	0.360	0.340	0.370	0.490	0.580	0.450	0.320
Yb	1.070	1.260	2.110	1.920	2.080	2.670	3.040	2.550	1.680
Lu	0.110	0.130	0.210	0.210	0.200	0.300	0.330	0.300	0.240

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesicarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP272830	MP272823	MP272835	MP272846	MP272831	MP531911	MP272817	MP531908	MP272807
Rocha	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb
Grupo	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1
SiO2	0.72	0.75	0.84	0.69	1.43	0.08	0.46	2.40	0.17
TiO2	0.21	0.02	0.16	0.08	0.03	0.02	0.05	0.03	0.01
Al2O3	0.01	0.04	0.07	0.06	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
FeOT	3.29	2.73	2.30	1.81	0.59	0.94	1.27	1.23	0.48
MnO	0.14	0.07	0.12	0.08	0.14	0.13	0.30	0.07	0.12
MgO	2.65	0.97	2.43	1.41	2.18	1.81	5.42	2.47	1.44
CaO	47.21	51.83	49.62	50.28	48.44	49.67	45.24	46.31	50.23
Na2O	0.14	0.11	0.10	0.08	0.05	0.16	0.04	0.14	0.09
K2O	0.25	0.25	0.29	0.26	0.06	0.11	0.05	0.76	0.08
P2O5	0.57	0.39	1.25	1.88	0.33	0.18	0.43	0.06	0.16
BaO	1.13	0.60	0.37	0.52	1.63	1.45	2.73	1.15	1.68
SrO	3.08	2.10	1.75	1.68	3.78	3.59	2.55	3.47	3.98
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	0.21	0.01	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
REE2O3	0.26	0.17	0.18	0.19	0.51	0.41	0.33	0.36	0.33
ZrO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	39.70	39.80	40.30	40.70	40.90	41.00	41.10	41.30	41.50
Total	99.94	100.14	100.09	99.96	100.20	99.69	100.12	99.90	100.33
C	11.31	11.82	11.63	11.20	11.73	11.95	11.46	11.34	11.80
S	0.16	0.58	0.07	0.07	0.27	0.56	0.50	0.02	0.25
Ba	10147	5353	3329	4659	14636	13000	24421	10297	15003
Rb	9.4	9.9	13.4	14.1	1.0	2.8	1.3	37.2	2.0
Sr	26021	17752	14758	14191	31961	30320	21536	29321	33635
Ta	0.1	0.1	3.8	4.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	1451	58	334	247	191	150	56	55	154
Hf	1.7	0.1	0.4	0.7	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1
Zr	28	3	11	18	15	12	10	9	4
Y	42.1	38.3	38.6	40.1	60.5	55.2	39.7	35.8	46.7
Th	144.8	14.8	22.9	27.2	31.7	43.4	23.3	8.1	27.6
U	0.05	3.90	27.60	31.20	2.10	2.80	1.20	0.20	0.70
Cr	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	20.5	6.8	6.8	6.8
Ni	9.0	7.5	7.0	7.0	2.5	0.1	2.5	0.1	0.3
Co	9.3	34.6	5.0	4.3	1.4	12.9	3.3	3.5	1.2
Sc	9.0	5.0	7.0	6.0	9.0	8.0	13.0	5.0	8.0
V	47	4	24	27	4	9	4	17	4
Cu	420.7	298.3	171.0	199.6	191.8	2361.0	166.9	83.4	145.9
Pb	12.3	5.8	4.4	6.2	18.9	11.6	10.7	7.0	15.7
Zn	33.0	2.0	10.0	14.0	7.0	93.0	14.0	8.0	44.0
Cd	0.90	0.10	0.30	0.30	0.30	1.90	0.20	0.10	0.40
La	571	419	377	368	1143	934	807	845	753
Ce	1018	657	683	806	2064	1809	1318	1562	1282
Pr	124.8	79.9	88.4	78.9	232.6	157.3	140.9	135.1	149.9
Nd	419	268	320	278	776	492	452	416	520
Sm	42.8	27.0	36.8	31.3	67.8	48.7	42.4	38.6	51.3
Eu	10.00	6.51	9.02	8.19	14.93	11.67	9.17	9.17	10.54
Gd	16.41	13.03	17.35	16.63	25.85	28.43	16.99	21.99	20.28
Tb	2.65	2.03	2.50	2.21	3.63	3.22	2.55	2.28	2.83
Dy	9.09	7.51	8.16	9.27	12.16	13.19	8.53	9.27	9.42
Ho	1.230	1.080	1.150	1.360	1.670	1.960	1.140	1.180	1.260
Er	2.270	2.370	2.310	3.130	3.320	4.320	2.450	2.660	2.570
Tm	0.350	0.330	0.300	0.430	0.550	0.550	0.390	0.350	0.420
Yb	2.060	1.910	1.800	2.520	3.150	3.180	2.180	1.930	2.550
Lu	0.270	0.260	0.220	0.330	0.420	0.400	0.320	0.270	0.370

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesicarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP535498	MP272826	MP531827	MP272809	MP272816	MP531914	MP272798	MP272803	MP272845
Rocha	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb	Ca-Carb
Grupo	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1
SiO2	0.05	0.43	0.19	0.28	0.29	0.09	0.61	0.23	0.18
TiO2	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.04	0.01
Al2O3	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.14	0.04	0.01
FeOT	0.55	0.38	0.22	0.58	0.71	0.25	0.51	0.54	0.22
MnO	0.12	0.09	0.07	0.10	0.09	0.06	0.09	0.11	0.07
MgO	2.17	0.90	1.17	0.71	1.65	0.98	1.09	2.47	1.35
CaO	48.56	53.02	49.77	52.74	50.59	50.66	52.41	49.14	50.53
Na2O	0.18	0.05	0.14	0.11	0.11	0.14	0.10	0.16	0.10
K2O	0.08	0.15	0.15	0.17	0.17	0.13	0.15	0.19	0.11
P2O5	1.16	0.64	0.11	0.10	0.08	0.06	0.02	0.03	0.06
BaO	1.28	0.40	1.83	0.72	1.07	1.26	0.68	1.40	0.92
SrO	3.33	1.95	3.88	2.18	2.88	3.95	1.94	3.16	3.12
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O5	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00
REE2O3	0.49	0.17	0.45	0.24	0.23	0.32	0.17	0.23	0.35
ZrO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	41.80	41.90	41.90	42.00	42.20	42.20	42.20	42.40	42.90
Total	99.90	100.15	99.94	100.02	100.23	100.19	100.20	100.22	99.95
C	11.48	12.14	11.44	12.06	11.69	12.04	12.08	12.22	11.89
S	0.11	0.03	0.21	0.16	0.06	0.10	0.11	0.05	0.09
Ba	11466	3611	16349	6480	9546	11316	6109	12501	8277
Rb	2.3	6.4	3.5	5.5	6.6	3.5	3.2	4.4	3.1
Sr	28196	16526	32819	18424	24370	33432	16405	26709	26378
Ta	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	230	81	30	34	230	194	10	213	12
Hf	0.6	0.1	0.4	0.1	0.6	0.3	0.1	0.3	0.2
Zr	25	2	18	2	14	8	4	8	3
Y	38.1	35.0	53.6	38.4	40.6	42.8	37.8	41.5	42.9
Th	27.7	9.1	85.3	10.1	29.3	26.6	5.3	23.8	7.8
U	0.20	1.80	2.10	0.50	0.80	0.20	0.50	0.30	0.70
Cr	6.8	6.8	6.8	6.8	13.7	6.8	6.8	6.8	6.8
Ni	0.1	3.0	1.2	2.9	12.0	0.1	2.5	0.8	11.0
Co	10.5	1.3	0.4	8.3	3.8	0.5	2.5	2.3	0.1
Sc	9.0	6.0	7.0	6.0	6.0	5.0	6.0	7.0	7.0
V	4	4	4	4	4	4	10	4	43
Cu	241.1	65.6	160.6	67.7	348.6	670.7	52.1	78.2	61.4
Pb	6.9	4.2	12.0	18.5	8.2	8.5	5.3	7.7	11.3
Zn	9.0	3.0	7.0	9.0	14.0	5.0	4.0	8.0	11.0
Cd	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	0.30	0.20
La	1088	360	1056	497	557	741	382	540	759
Ce	2220	641	1938	858	855	1369	651	858	1527
Pr	182.8	83.0	170.7	120.5	104.0	118.7	82.4	105.1	143.1
Nd	559	294	522	448	358	378	307	360	475
Sm	48.1	31.5	50.0	46.5	36.4	37.6	33.5	36.7	48.3
Eu	11.32	7.32	12.50	9.79	8.53	9.16	7.63	8.25	11.57
Gd	23.44	14.57	24.85	18.73	17.29	24.12	15.98	16.38	27.69
Tb	2.73	2.09	3.73	2.43	2.46	2.46	2.23	2.38	2.79
Dy	10.81	7.18	14.88	7.58	8.13	10.32	7.63	7.78	9.61
Ho	1.400	1.020	2.020	1.060	1.190	1.430	1.090	1.180	1.440
Er	3.200	2.130	4.080	2.020	2.430	3.260	2.120	2.460	3.400
Tm	0.400	0.280	0.490	0.310	0.350	0.390	0.310	0.370	0.540
Yb	2.360	1.710	3.000	1.820	1.910	2.120	1.790	2.090	2.850
Lu	0.300	0.230	0.370	0.250	0.260	0.270	0.270	0.290	0.440

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesicarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total de amostras do Depósito Morro do Padre

Amostra	MP272848	MP531813	MP272839	MP531917	MP272808	MP272837	MP272840	MP531826	MP272819
Rocha	Ca-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb	Mg-Carb
Grupo	C1	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2
SiO2	0.05	3.15	0.66	0.29	3.72	0.18	0.24	0.57	0.35
TiO2	0.02	0.27	0.48	0.14	0.04	0.02	0.07	0.17	0.07
Al2O3	0.01	0.18	0.02	0.01	0.01	0.17	0.01	0.11	0.23
FeOT	0.29	6.41	8.81	2.50	6.51	2.39	1.60	5.84	2.35
MnO	0.08	0.65	0.57	0.34	0.73	0.79	0.46	0.39	0.51
MgO	1.11	10.80	8.72	10.74	8.42	14.23	17.39	5.50	17.15
CaO	51.94	16.48	23.02	21.68	16.05	22.10	27.85	13.75	21.76
Na2O	0.13	0.06	0.08	0.39	0.19	0.07	0.13	0.09	0.04
K2O	0.10	0.06	0.04	0.07	0.02	0.07	0.10	0.07	0.05
P2O5	0.03	2.34	1.37	0.83	0.33	0.13	0.13	0.10	0.07
BaO	0.41	16.83	10.95	15.97	25.54	10.28	4.39	29.37	5.74
SrO	1.82	1.25	3.69	5.03	2.59	2.47	2.13	1.52	4.72
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Nb2O5	0.00	0.02	0.06	0.06	0.01	0.03	0.09	0.01	0.03
REE2O3	0.23	3.01	5.17	3.71	3.81	3.19	0.59	2.60	4.53
ZrO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
LOI	43.70	26.70	29.40	35.50	33.12	38.61	44.30	22.50	40.28
Total	99.95	97.99	100.59	100.55	101.81	95.01	98.49	98.55	98.13
C	12.03	7.36	8.27	9.97	7.58	9.95	11.77	6.13	10.89
S	0.06	4.32	5.49	0.79	5.34	0.86	0.18	6.14	0.15
Ba	3700	150764	98099	143025	228774	92106	39363	263048	51383
Rb	2.7	0.5	0.9	3.0	0.8	1.6	2.5	1.2	1.0
Sr	15404	10603	31225	42569	21923	20916	18033	12835	39908
Ta	0.3	0.5	1.4	1.7	0.3	0.5	0.8	0.9	0.3
Nb	30	131	428	401	50	196	634	103	180
Hf	0.2	0.5	0.7	0.5	0.1	0.3	0.2	1.7	0.2
Zr	9	20	59	19	8	1	5	46	2
Y	41.6	81.3	100.4	32.3	117.0	68.7	19.5	69.2	13.6
Th	25.3	201.3	109.6	86.4	215.5	126.8	27.6	523.7	33.2
U	3.70	51.40	4.90	0.40	7.90	0.40	2.40	5.70	1.80
Cr	6.8	27.4	47.9	27.4	6.8	6.8	6.8	41.1	6.8
Ni	7.0	2.7	1.8	0.5	0.1	7.0	2.5	1.8	2.5
Co	0.1	9.2	65.6	24.3	54.9	1.5	1.1	5.2	2.7
Sc	9.0	25.0	18.0	18.0	28.0	22.0	11.0	20.0	12.0
V	40	9	26	4	125	5	14	4	4
Cu	2.8	21.8	140.1	2866.9	16.4	52.4	1.6	8.9	25.5
Pb	5.0	3188.6	2647.6	35.9	2264.2	28.0	9.9	187.6	17.6
Zn	4.0	86.0	147.0	224.0	89.0	45.0	17.0	14.0	19.0
Cd	0.20	2.90	2.00	3.80	2.00	0.20	0.20	0.10	0.30
La	436	8366	12097	11439	10890	7734	1531	5994	16847
Ce	968	13211	22993	15896	14762	13274	2514	11164	16966
Pr	94.6	1048.1	1875.9	1123.1	1490.2	1383.1	218.3	1050.6	1375.5
Nd	344	2829	6315	2925	4760	4329	652	3534	3313
Sm	40.5	153.8	540.5	160.6	379.3	352.8	50.2	275.5	124.4
Eu	10.07	25.49	105.95	29.45	64.82	58.97	10.75	52.42	13.92
Gd	23.27	28.77	137.30	81.99	107.60	104.21	12.28	79.75	18.20
Tb	2.61	4.32	13.09	4.52	10.97	9.87	1.80	7.19	3.11
Dy	10.48	18.83	38.43	11.54	28.54	21.42	5.49	23.95	2.61
Ho	1.470	2.590	2.020	0.900	2.350	0.990	0.570	1.930	
Er	3.360	6.960	4.460	1.420	3.540	0.680	1.130	3.500	
Tm	0.510	0.950	0.770	0.270	0.970	0.500	0.190	0.430	0.220
Yb	2.630	5.600	5.110	1.840	6.280	3.360	1.140	2.720	2.010
Lu	0.430	0.670	0.560	0.190	0.800	0.330	0.140	0.250	0.330

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide

Tabela 2 - Análises químicas de pirocloro em rochas do Depósito Morro do Padre

Amostra	Rocha	Grupo	SiO2	Nb2O5	Ta2O5	TiO2	ZrO2	UO2	ThO2	La2O3	Ce2O3	FeO	MnO	CaO	BaO	SrO	Na2O	MgO	K2O	F	Total
MP272804	PsNels	N2		63.82	0.00	5.74	0.29	0.00	3.85	0.85	4.31	4.73	0.23			1.43	6.60		0.06		91.90
MP272804	PsNels	N2		61.26	0.37	5.40	0.53	0.00	3.40	0.91	4.23	0.19	0.01			1.31	6.88		0.16		84.64
MP272804	PsNels	N2		69.34	0.18	3.45	0.20	0.00	1.69	0.48	3.12	0.38	0.02			1.52	7.90		0.11		88.38
MP272804	PsNels	N2		64.96	0.03	4.15	0.08	0.08	3.21	0.75	4.46	0.26	0.00			1.43	7.00		0.10		86.51
MP272804	PsNels	N2		63.06	0.07	5.97	0.14	0.00	4.67	1.25	5.20	0.07	0.00			1.62	7.02		0.06		89.13
MP272804	PsNels	N2		61.66	0.11	5.87	0.01	0.12	4.70	0.67	4.78	0.62	0.03			1.40	6.32		0.13		86.41
MP272806	Mg-Carb	C2		56.57	0.04	7.51	0.21	0.06	5.26	1.04	7.79	0.26	0.02			1.23	5.75		0.04		85.77
MP272806	Mg-Carb	C2		61.54	0.00	5.57	0.00	0.00	3.94	0.98	4.57	0.05	0.02			1.47	7.60		0.09		85.85
MP272806	Mg-Carb	C2		58.45	0.00	6.84	0.29	0.14	4.99	1.02	6.20	0.06	0.03			1.26	6.14		0.07		85.49
MP272806	Mg-Carb	C2		66.28	0.08	5.15	0.22	0.00	0.20	0.87	2.21	0.08	0.00			2.02	7.00		0.17		84.28
MP272806	Mg-Carb	C2		59.52	0.01	5.70	0.17	0.00	3.81	1.14	4.60	0.06	0.03			1.32	6.58		0.10		83.04
MP272806	Mg-Carb	C2		67.01	0.39	5.67	0.44	0.00	0.24	0.90	2.14	0.05	0.10			2.42	6.97		0.18		86.49

Aptto = Apatitito; Ap-Nels = Apatita-nelsonito; Nels = Nelsonito; PsNels = Pseudonelsonito; Ca-Carb = Calcicarbonatito; Mg-Carb = Magnesiocarbonatito; (p) = pegmatóide