



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**ASSOCIAÇÃO DE MAGNETOMETRIA,
GAMAESPECTROMETRIA, GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA
PARA MODELAMENTO TRIDIMENSIONAL DA
MINERALIZAÇÃO DE NIÓBIO DO DEPÓSITO MORRO DO
PADRE, GOIÁS, BRASIL.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N°269

Marta Henriques Jácomo

Brasília, DF, 2010.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**ASSOCIAÇÃO DE MAGNETOMETRIA,
GAMAESPECTROMETRIA, GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA
PARA MODELAMENTO TRIDIMENSIONAL DA
MINERALIZAÇÃO DE NIÓBIO DO DEPÓSITO MORRO DO
PADRE, GOIÁS, BRASIL.**

Marta Henriques Jácomo

Orientador:

Prof. Dra. Tereza Cristina Junqueira Brod

Co-orientador:

Prof. Dr. Augusto César Bittencurt Pires

Banca examinadora:

Prof. Dra. Tereza Cristina Junqueira Brod

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Prof. Dr. Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento

Brasília, DF, 2010.

*À minha mãe, Kátia
(in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, pelo exemplo de vida e dedicação.

Agradeço aos meus irmãos e à Tia Adélia por serem sempre tão amorosos e compreensíveis.

Ao Saulo, meu noivo, pelo amor, paciência, conhecimento e pelas tardes de discussões geológicas e geofísicas.

Agradeço às minhas irmãzinhas geológicas que compartilharam comigo vários momentos especiais: Fabis, Maria Emília, Maria Fernanda e PolyDay.

Agradeço a todo pessoal da Anglo American: Aldo Ferrari, Matheus Palmieri, Hugo Nadler, Eduardo Caixeta, Jaeder, Leidi, Martinha, Sérgio Katalão e Thales, que me receberam de braços abertos na empresa, nunca me disseram a palavra não e sempre estiveram à disposição quando foi necessário. Muito obrigado!

Aos auxiliares de campo da Anglo American, que com toda a paciência e boa vontade me ajudaram com a aquisição dos dados.

Aos colegas do GRAMA: Anderson, Carlinha, Cordeiro, Carol, Elisa, Guilherme (Stalone) e Pedro.

Agradeço ao Prof. José Affonso Brod e Augusto C.B. Pires, pela orientação e co-orientação, pelos conhecimentos, sugestões e discussões geológicas e geofísicas.

Ao Prof. Fuck, quem me recebeu quando foi necessário.

Agradeço ao CNPQ e à UnB pela bolsa de mestrado e pela oportunidade.

Aos funcionários do Instituto de geociências da Universidade de Brasília e do Laboratório de Geofísica Aplicada.

E à Deus, por ter tanto a agradecer.

Marta H. Jácomo

RESUMO

A Província Ígnea do Alto Paranaíba é um conjunto de rochas alcalinas cretáceas, com direção NW, que intrudem as rochas neoproterozóicas da Faixa Brasília, entre a borda sudoeste do Cráton do São Francisco e Bacia do Paraná. Essa província compreende os complexos Catalão I e II no sul de Goiás e Serra Negra, Salitre I, II e III, Araxá e Tapira, no oeste de Minas Gerais.

O depósito de Nb do Morro do Padre, no Complexo de Catalão II, consiste em nelsonitos, apatitos, carbonatitos e rochas sedimentares fenitizados. Picrito e piroxenito representam membros menos evoluídos do complexo e são raros na área do depósito.

Carbonatitos são de três tipos: carbonatito branco acinzentado, muito grosso a médio, constituído quase exclusivamente por calcita esbranquiçada, anédrica, milimétrica, com grãos de sulfeto e tetra-ferriflogopita subordinados; o segundo tipo ocorre como bolsões em diques de nelsonitos e é composto por calcita, tetra-ferriflogopita, pobre em magnetita e pirocloro e rico em apatita e sulfetos; o terceiro tipo é representado por geração final de diques milimétricos a decamétricos de carbonatito rico em tetra-ferriflogopita. Fenitos são rochas de coloração verde azulada a marrom avermelhado, homogêneas, que resultaram de interação de rochas sedimentares encaixantes com fluidos liberados pelo magmatismo alcalino. Nelsonito é a rocha hospedeira do minério de Nb. É composto por tetra-ferriflogopita, carbonato, apatita, magnetita e pirocloro. Enriquecimento adicional ocorre no perfil de solo desenvolvido sobre a mineralização primária.

O nelsonito difere das demais rochas devido à assinatura própria, com valores altos de gamaespectrometria (CT, K, U e Th em cps) e susceptibilidade magnética (SI). Há dois tipos de nelsonito no depósito Morro do Padre, diferenciados por diferentes valores de K, Th e CT.

A assinatura geofísica dos demais litotipos é muito semelhante, dificultando sua discriminação. Alguns perfis geofísicos verticais, baseados em testemunhos de sondagem (e.g. CQ 137) mostram dois tipos de carbonatito, em função do conteúdo de tetra-ferriflogopita.

O modelamento 3D revela um corpo principal de nelsonito mineralizado, que corresponde a uma zona com maior concentração de diques no Morro do Padre. Esse corpo é alongado segundo a direção E-W, no qual a porção W se separa da porção E por

região central mais estreita. O modelamento de Nb₂O₅, baseado na geoquímica de exploração, revela um corpo aproximadamente 20m maior em relação ao modelamento geofísico e inclui uma área a sudoeste do corpo.

A técnica utilizada revelou-se uma ferramenta eficiente para exploração de novos depósitos na região e também para uma fase inicial de exploração de depósitos similares, fornecendo uma primeira idéia da dimensão do corpo de minério e contribuindo para otimizar o levantamento geoquímico.

ABSTRACT

The Alto Paranaíba igneous province is a NW-trending concentration of Late-Cretaceous alkaline igneous rocks, intruding Neoproterozoic rocks of the Brasília Belt, between the São Francisco craton and the northeastern border of the Phanerozoic Paraná basin. This province consists of Catalão I and II, in the south of Goiás, Serra Negra, Salitre I, II, III, Araxá and Tapira, in the west of Minas Gerais.

The Morro do Padre, in Catalão II Alkaline Complex, consists of nelsonites, apatites, carbonatites and fenites. Picrite and pyroxenite represent less evolved members of the complex and are rare in the deposit. There are three types of carbonatite: almost pure, medium - to coarse - grained carbonatite; the second type is apatite - and sulphide - rich, and occurs within the nelsonites, forming pockets that increase in size towards the center of the nelsonite dykes. The third type comprises mm to dm thick dykes of very fine to coarse grained carbonatite, typically containing phlogopite, magnetite and subordinate pyrochlore, crosscutting the sequence. Fenite is the wall-rock for the primary Nb deposit. It originated from the interaction of various metasedimentary rocks of the Late Proterozoic Araxá Group (Brasília Belt). It has a homogeneous aspect and green-blue color. Sometimes, there are considerable amounts of metassomatic tetra-ferriphlogopite grains. Nelsonites occur as stockworks of centimeter- to meter-thick, E-W oriented dykes composed of fine- to medium-grained carbonate, magnetite, apatite, tetra-ferriphlogopite, and pyrochlore. Nelsonite is the mineralized rock-type. Further Nb enrichment is achieved by residual pyrochlore concentration in the soil cover.

The fresh nelsonite has typically high gamma-ray spectrometry (TC, K, U and Th; cps) and magnetic susceptibility (SI) signatures. Two types of nelsonite were

recognized on the basis of geophysical data but the petrographic similarities hamper an easy discrimination during mapping or drill-core logging.

The geophysical signature of the other rocks is very similar, hampering their discrimination. However, some of the vertical geophysical profiles, like drillhole CQ 137, show two kinds of carbonatite, which are interpreted as reflecting phlogopite contents.

The 3D modeling of the deposits shows one nelsonite orebody that actually represents a zone with high concentration of nelsonite dykes. This body is elongated in the E-W direction, with a narrow central part which divides it into a western and an eastern portion. The Nb₂O₅ modeling based on exploration geochemistry shows an approximately 20m larger body than the one indicated by geophysical modeling, extending to the south-west.

The technique applied in this work was very effective in locating new exploration area and should be a very efficient tool for first-stage exploration of similar deposits, providing a first approximation of the orebody dimension and helping to optimize the geochemistry sampling during exploration and mining.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Objetivos.....	14
1.2. Localização e acesso.....	14
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
2.1. Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP).....	16
3 PETROGRAFIA.....	20
3.1. Tipos petrográficos.....	20
3.1.1 Série Bebedourítica.....	20
3.1.2 Série Foscorítica.....	21
3.1.3. Série Carbonatítica.....	23
3.2. Depósito de nióbio Morro do Padre.....	23
3.2.1 Apatitito.....	24
3.2.2 Carbonatito.....	25
3.2.2.1 Calcita carbonatito.....	25
3.2.2.2 Dolomita carbonatito.....	27
3.2.3 Fenito.....	27
3.2.4 Nelsonito.....	28
3.2.4.1 Apatita nelsonito-P2.....	29
3.2.4.2 Magnetita nelsonito-P3.....	31
3.2.4.3 Magnetitito-P3.....	31
3.2.5 Flogopita picrito.....	33
3.2.6 Piroxenito.....	33
3.2.7 Sienito.....	34
4 MÉTODOS ANALÍTICOS.....	35
4.1. Geoquímica de exploração.....	35
4.1.1 Fluorescência de raios-x.....	35
4.1.1.1. Conceitos básicos de fluorescência de raios-x.....	36
4.1.1.2. Amostragem geoquímica.....	37
4.2. Geofísica.....	38
4.2.1 Susceptibilidade magnética.....	38
4.2.1.1. Conceitos básicos de Susceptibilidade Magnética.....	39
4.2.1.2 Susceptibilidade de rochas e minerais.....	40
4.2.1.3. Amostragem de susceptibilidade magnética.....	42
4.2.2. Gamaespectrometria.....	46
4.2.2.1. Conceitos básicos de gamaespectrometria.....	46
4.2.2.2. Gamaespectrometria em rochas e minerais.....	48
4.2.2.3. Amostragem de gamaespectrometria.....	49
5 MÉTODOS ESTATÍSTICOS.....	52
5.1. Distribuição Normal ou de Gauss.....	52
5.2. Variação conjunta de duas variáveis.....	54
5.3. Distribuição T e o teste-t.....	55
5.4. Distribuição F e o teste-F.....	57
5.5. Classificação não supervisionada.....	58
5.6. Regressão Múltipla.....	58

6 DISCUSSÕES	60
6.1. Nelsonito.....	35
6.2. Carbonatito	58
6.3. Outros litotipos	20
6.4. Modelamento 3D.....	20
7 CONCLUSÕES	76
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
ANEXO INTEGRATING MAGNETIC SUSCEPTIBILITY, GAMMA-RAY SPECTROMETRY, EXPLORATION GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY DATA FOR 3D ORE MODELING IN THE MORRO DO PADRE NIOBIUM DEPOSIT, CENTRAL BRAZIL.....	13

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de localização dos Complexos Carbonatíticos de Catalão I e Catalão II.	15
Figura 2.1 Mapa Geológico da Província Alto Paranaíba, mostrando destacado em vermelho o Complexo Alcalino de Catalão II (adaptado de CPRM, 2004). No canto superior direito, Mapa de localização das províncias alcalinas das margens da Bacia do Paraná. Círculos vazados representam rochas do Eocretáceo, círculos preenchidos representam rochas do Neocretáceo (exceto Província Serra do Mar= Neocretáceo a Eoceno) (adaptado de Gibson et al., 1995b).	19
Figura 3.1 Modelo de diagrama triangular proposto por Brod et al. (2004) para as rochas ultramáficas da série bebedourítica nos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. São piroxenitos ricos em pirovskita, apatita e magnetita e suas variações modais.	21
Figura 3.2 Diagrama de classificação mineralógica da série foscorítica proposto por Cordeiro et al. (2010).	22
Figura 3.3 Modelo comparativo da composição modal de rochas da série foscorítica de Catalão I com carbonatito associado. P2 e P3 são rochas livres de olivina (nelsonito, magnetitito e apatitito) onde a principal fase silicática é flogopita e/ou tetra-ferriflogopita (Cordeiro, 2010).	23
Figura 3.4 Amostra do testemunho CQ 131 (a)Tetra-ferriflogopita e flogopita em apatitito sob luz transmitida com nicóis paralelos; (b) Idem sob luz transmitida com nicóis cruzados.	24
Figura 3.5 Amostra de testemunho de sondagem, CQ 48, n° 215403, próximo a 111m de profundidade. Carbonatito branco, homogêneo e puro, representante do envelope externo ao depósito.	26
Figura 3.6 Amostra de testemunho de sondagem, CQ 136, n° 260036, próximo a 244,25m de profundidade. Carbonatito calcítico branco com grãos de pirita e calcopirita disseminados, com cristais de magnetita e tetra-ferriflogopita subordinados.	26
Figura 3.7 Amostra de testemunho de sondagem, CQ 135, n° 259887, próximo a 141m de profundidade. Tetra-ferriflogopita carbonatito com abundantes xenólitos de flogopitito.	27
Figura 3.8 Amostra de testemunho de sondagem, CQ 45, n° 187707, próximo a 135m de profundidade. Fenito homogêneo e de coloração verde azulada intrudido por um carbonatito branco. Observe a flogopitização do fenito original e sua incorporação como xenólitos de flogopitito.	28
Figura 3.9 Amostra de testemunho de sondagem, CQ 45, n° 229704, próximo a 91,25m de profundidade. Fenito homogêneo e de coloração verde azulada intrudido por um carbonatito branco. Note a conversão do fenito original e flogopitito marrom avermelhado, de aspecto brechado.	28
Figura 3.10 Amostra de testemunho de sondagem CQ 82, amostra n°272849, próximo a 86,9m de profundidade, mostrando o aspecto geral de nelsonito rico em pirocloro grosso (cristais marrom claro).	30
Figura 3.11 Amostra de testemunho de sondagem CQ 134, amostra n° 253661, próximo a 113,62m de profundidade, mostrando o aspecto geral de nelsonito com quantidades subordinadas de pirocloro e tetra-ferriflogopita em comparação a Figura 3.10.	30

Figura 3.12 Fotomicrografia em luz refletida do testemunho CQ 137, amostra n°272849, próximo a 88,75m de profundidade, mostrando exsoluções de ilmenita em magnetita parcialmente dissolvida.	31
Figura 3.13 Amostra de testemunho de sondagem CQ 45, n°da amostra: 187706, próximo a 133m de profundidade. Dique de nelsonito no meio de um carbonato com fragmentos de fenito. Presença de bolsões de carbonato com magnetita na borda.	32
Figura 3.14 Amostra de testemunho de sondagem CQ 136, amostra n° 259964, próximo a 109,25m. Nelsonito P3, composto predominantemente por grãos de magnetita e tetra-ferriflogopita com carbonatito intersticial.	32
Figura 3.15 Amostra de testemunho de sondagem CQ 89, amostra n° 228313, próximo a 93,75m de profundidade. Nelsonito P3, composto predominantemente por magnetita e pirocloro (cristais marrom claro) e tetra-ferriflogopita subordinada. Observe bolsão de carbonatito branco com grãos de tetra-ferriflogopita e magnetita subordinados.	33
Figura 3.16 Amostra de testemunho de sondagem CQ 93, amostra n° 228044, próximo a 93,3m de profundidade. Dique de flogopita picrito intrudindo carbonatito rico em flogopita brechóide.	34
Figura 4.1 Imagem aerogeofísica do sinal analítico na Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque para o lineamento do azimute 125° e as intrusões carbonatíticas (realçadas em vermelho). Fonte dos dados: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, bloco II 2005 e levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais bloco 07- 2006. (Ribeiro, 2008).	36
Figura 4.2 Aparelho Hand- Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Multi Parameter Probe utilizado no levantamento de dados.	43
Figura 4.3 Imagem do Google Earth com a distribuição dos furos de sondagem do depósito de nióbio do Morro do Padre, em Catalão.	44
Figura 4.4 Mapa com a distribuição dos furos de sondagem do depósito de nióbio do Morro do Padre, em Catalão II.	45
Figure 4.5 Aparelho gamaespectrômetro portátil GR-320, fabricado pela Exploranium, utilizado no levantamento de dados.	50
Figure 6.1 - Histogramas de contagem total (A), K (B), U (C), e Th (D), todos eles mostram uma distribuição próxima do normal. O histograma de susceptibilidade magnética média (E) possui distribuição não normal, indicando que quase todas as amostras são pouco ou não magnéticas.	63
Figure 6.2 Classificação não-supervisionada por medias k, baseada nas medidas radiométricas. Nelsonito pode ser dividido em duas sub-classes: 1a e 1b, a qual 1ª possui valores maiores nos canais de K (cps) e Th (cps)	65
Figure 6.3 Log geofísico do furo de sonda CQ95, mostrando a correlação evidente entre nelsonito e as anomalias positivas de susceptibilidade magnética e os canais K,U e Th (destaque em amarelo).	66
Figure 6.4 Log geofísico do furo de sonda CQ96, mostrando o decréscimo da anomalia positiva de susceptibilidade magnética, devido aos bolsões de carbonatito presentes no dique de nelsonito. Pirocloro são grãos amarronzados, carbonatito é a massa de cor branca e magnetita são os grãos de cor cinza escuro.	67
Figure 6.5 Log geofísico do furo de sonda CQ137, mostrando a correlação evidente entre a anomalia positiva de Nb ₂ O ₅ (%), susceptibilidade magnética (SI) e os canais K (cps),U (cps) e Th (cps).	68
Figure 6.6 Subdivisão das classes de carbonatito em 2 famílias (dividida pela linha tracejada em vermelho). A população 2a tem alto teor no canal de Th (mais de 17cps)	

ou quando o Th é mais baixo, o canal de K possui valores altos (maiores que 29cps). 2b possui valores mais baixos de Th e K quando comparados à 2a.	70
Figure 6.7 Zona Potencial Indicadora de Minério, que corresponde à superfície rica em pirocloro-nelsonito, com teor de corte de 0.5% Nb ₂ O ₅ . (vista de cima).	73
Figure 6.8 Zona Potencial Indicadora de Minério, que corresponde à superfície rica em pirocloro-nelsonito, com teor de corte de 0.5% Nb ₂ O ₅ . (vista de frente).	73
Figure 6.9 Modelamento geoquímico com teor de corte de 0,5% Nb ₂ O ₅ , feito com os mesmos parâmetros do modelamento geofísico (vista do topo).	74
Figure 6.10 Comparação entre a Zona Potencial Indicadora de Minério com teor de corte de 0,5% de Nb ₂ O ₅ (área em vermelho) e o modelo geoquímico com teor de corte de 0,5% de Nb ₂ O ₅ (visto do topo). O modelo geoquímico é maior que a Zona Potencial Indicadora de Minério variando em até 20m, em todas as direções do corpo. Além disso, há um acréscimo de area entre 8001900mN/8001800mN e 196525mE/196580m (vista do tipo).	74
Figure 6.11 Zona Potencial Indicadora de Minério, com teor de corte de 0,25% de Nb ₂ O ₅ . Nota-se um acréscimo de area entre 196440mE e 196570mE, próximo à área do modelo geoquímico com teor de 0,5% de Nb ₂ O ₅ (vista do topo).	75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 6.1 Estatística básica das amostras do depósito de Nb do Morro do Padre. TO = total das amostras, CB = carbonatito, FN = fenito, FL = flogopititito, NL = nelsonito, PI = picrito e PX = piroxenito. Min = valor mínimo, Max = valor máximo Med. = media aritmética e D.P. = Desvio Padrão. Os dados geoquímicos representam uma amostragem de 2,5m de rochas neste intervalo.	61
Tabela 6.2 Dados de correlação mostrando correlação positiva entre os canais geofísicos e entre Nb ₂ O ₅ , Fe ₂ O ₃ , Th acima ou próximo a 60%.	64
Tabela 6.3 Média aritmética e desvio padrão das duas populações de nelsonito. Observe que a população 1a possui valores maiores nos canais de CT, K, U e Th, quando comparados com a população 1b	65
Tabela 6.4 – Valores dos testes t e f e seus valores críticos para as populações de nelsonito.	66
Tabela 6.5 Média aritmética e desvio padrão das populações de carbonatito 2a e 2b. .	69
Tabela 6.6 Testes t e F e seus valores críticos, mostrando a não diferença entre os dois tipos de carbonatito.	69

1 INTRODUÇÃO

Embora perfaçam menos de 1% das rochas ígneas aflorantes do mundo, as rochas alcalinas ocorrem em todos os ambientes tectônicos com grande diversidade petrográfica.

No Brasil, o interesse por essas rochas tem crescido consideravelmente nos últimos quatro anos, com vistas à ampliação da reserva nacional de fosfato. O Serviço Geológico do Brasil vem desenvolvendo desde junho de 2008 o Projeto Fosfato Brasil, através da avaliação do potencial brasileiro para novos depósitos, por meio de assinaturas geológicas, geofísicas, geoquímicas e espectrais das principais mineralizações existentes, visando a delimitação de alvos potenciais com assinaturas similares. Neste contexto, destacam-se os depósitos de Tapira (MG), Araxá (MG), Catalão I e II (GO), Cajati (SP), Serra Negra/Salitre I, II e III (MG), Ipanema (SP), Anitápolis (SC) e, provavelmente, as recentes descobertas de Planalto da Serra, localizadas no Estado de Mato Grosso (Abram et al., 2009).

Além do fosfato, os Complexos alcalinos brasileiros apresentam potencial econômico elevado para outros bens como: nióbio (pirocloro), ETR (monazita, bastnaesita e florencita), bário (barita), titânio (anatásio, rutilo e brookita), Zr (zircão), Fe (magnetita), vermiculita e os próprios carbonatos (Brod et al., 2004).

O Brasil possui as maiores reservas de pirocloro do planeta (96,36%), seguido pelo Canadá (2,88%) e Austrália (0,76%). Elas estão concentradas nos Estados de Minas Gerais (73,03%), no município de Araxá, no Amazonas (25,57%), em São Gabriel da Cachoeira, próximo às fronteiras da Colômbia e da Venezuela e em Goiás (1,40%), nos municípios de Catalão e Ouidor (DNPM, 2007).

O depósito de nióbio do Complexo Carbonatítico de Catalão II, em Goiás, descoberto no fim da década de 60 e é atualmente lavrado a céu aberto pela Mineração Catalão S.A. (Anglo American) na localidade denominada de Mina de Boa Vista. Outra porção deste depósito, denominada de depósito Morro do Padre, está na fase final de avaliação de depósito e é objeto de estudo desta dissertação.

Esta dissertação de mestrado faz parte de uma série de estudos geológicos e geofísicos no Morro do Padre a fim de entender os controles metalogenéticos do depósito. O projeto foi dividido em duas partes. A primeira consiste na dissertação de

mestrado do geólogo Matheus Palmieri (inédito), que detalha a petrografia, mineralogia e evolução magnética do depósito. A segunda parte é esta dissertação, que trabalha com a parte geofísica da região e cujos objetivos serão retratados no próximo tópico.

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é identificar indicadores radiométricos e de susceptibilidade magnética capazes de representar o corpo de minério com uma operação simples e de custo reduzido, além de estabelecer assinaturas geofísicas para os diferentes tipos de rocha do depósito. Além disso, pretende-se associar os dados obtidos neste projeto ao conhecimento existente sobre o depósito, contribuindo para a compreensão de seus controles metalogenéticos.

1.2. Localização e acesso

O Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão II consiste de uma intrusão polifásica, com cerca de 14Km², alongada na direção NE-SW, cujas bordas W e E são reentrantes. Localiza-se a aproximadamente 8 Km do Complexo de Catalão I, na divisa dos municípios de Catalão/Ouvidor, no sudeste de Goiás. O acesso à área a partir de Brasília dá-se pela BR-040 até Cristalina (GO) e daí pela BR-050 até Catalão (GO) (Figura 1.1).

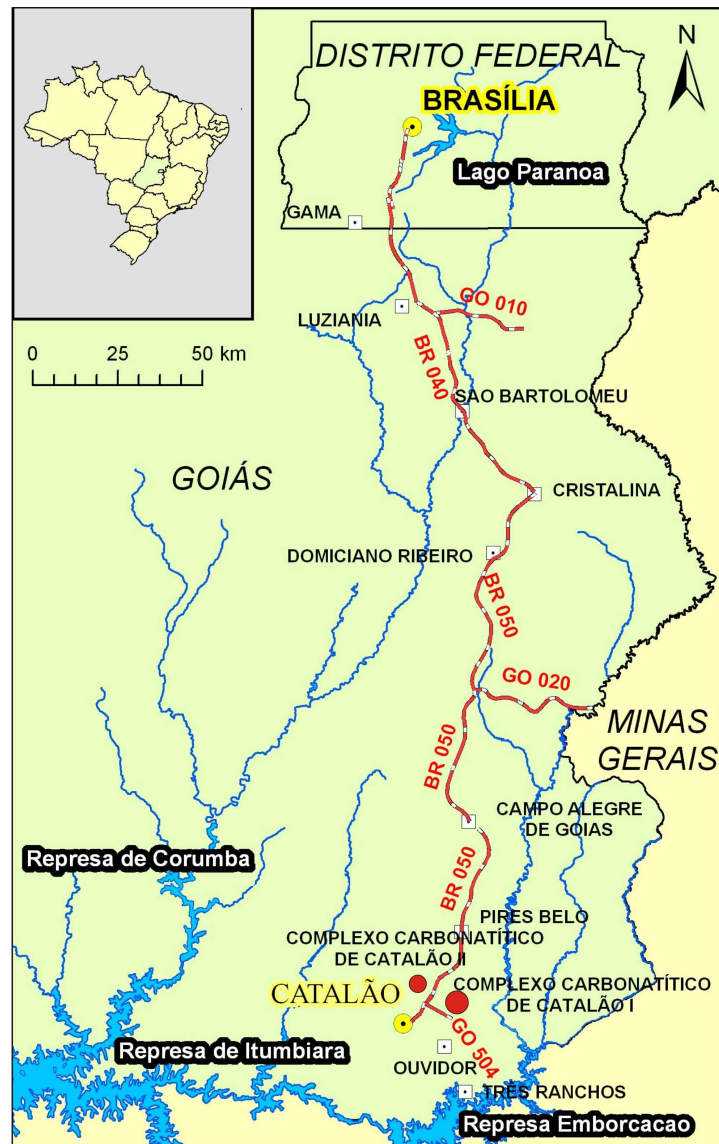


Figura 1.1 - Mapa de localização dos Complexos Carbonatíticos de Catalão I e Catalão II.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Durante a década de 1950 ficou estabelecida a importância econômica de intrusões alcalinas contendo significativos depósitos de fosfato e nióbio, quando foi descoberta a jazida de nióbio (pirocloro) da CBMM, em Araxá. Os complexos de Catalão I e II no sul de Goiás, Serra Negra, Salitre I, II e III, Araxá e Tapira, no oeste de Minas Gerais, estão inseridos na Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) e formam uma série de intrusões neocretáceas contendo carbonatitos, foscoritos e rochas ultramáficas alcalinas (DNPM, 2008; Brod et al., 2004).

2.1. Província Ígnea do Alto Paranaíba

A Província Ígnea do Alto Paranaíba localiza-se na Faixa Brasília e apresenta como limites a borda nordeste da Bacia do Paraná e a borda sudoeste do Cráton do São Francisco (Figura 2.1). Essa faixa relativamente estreita é constituída por um conjunto de rochas de filiação kamafugítica com associações carbonatíticas e ultramáficas. As rochas alcalinas da província ocorrem sob a forma de complexos plutônicos, diques, pipes, plugs, diatremas, derrames de lavas e depósitos piroclásticos (Gibson et al., 1995a; Brod et al., 2004).

A origem dos magmas que formaram essa província é motivo de controvérsia. Gibson et al. (1995a) demonstram que as rochas da PIAP derivam de magmas de filiação kimberlítica, lamproítica e kamafugítica, enriquecidos em voláteis e elementos incompatíveis. Segundo Thompson et al. (1998) tais magmas podem ser gerados no manto litosférico subcontinental como fusões parciais de pequeno volume, por aquecimento e por pequenas taxas de extensão da litosfera. Nesse contexto, Gibson et al. (1995a) sugerem que o magmatismo alcalino da PIAP originou-se pela remobilização de porções facilmente fundíveis do manto litosférico subcontinental com o calor gerado pelo impacto da pluma Trindade, no Neocretáceo. As dimensões estimadas para a área afetada pelo impacto inicial da pluma são de tal ordem que praticamente toda região compreendida pelas províncias de Poxoréu (MT), Goiás e Alto Paranaíba sofreu aquecimento quase simultaneamente, o que resultou em fusões parciais e magmatismo com idades similares, entre 90 e 80 Ma, nas três províncias.

Entretanto, Bizzi et al. (1991), Bizzi et al. (1993, 1995) e VanDecar et al. (1995) acreditam que o Hot Spot Tristão da Cunha, que deu origem aos derrames basálticos da Bacia do Paraná é também responsável pelo magmatismo alcalino da Província Ígnea do Alto Paranaíba. A província seria resultado do aquecimento por condutividade proveniente da pluma associada ao Hot Spot Tristão da Cunha na base da litosfera no qual processos de fusão parcial geraram magmas alcalinos que se posicionaram através de zonas de franqueza litosférica do cinturão da Faixa Brasília (VanDecar et al., 1995). Para Bizzi et al. (1991, 1993), existem dois grupos de idades diferentes (Rb-Sr em flogopitas) para as rochas magmáticas dessa região: a) de 117 a 119 Ma e b) 87 a 83 Ma.

Gomes & Chiaramonti (2005) mostraram que os dados existentes de elementos maiores e traços e de razões isotópicas de Sr-Nd-Pb indicam contribuições de diferentes fontes mantélicas para a província. Para aqueles autores, as notáveis diferenças isotópicas entre as rochas da PIAP, do N-MORB e da pluma de Trindade sugerem que uma fonte astenosférica não teve papel importante na gênese das rochas da PIAP. Para Gomes & Chiaramonti (2005), a hipótese mais provável para este magmatismo seria a fusão parcial do manto litosférico, porque as rochas desta província refletem características de fonte litosférica e não astenosférica. Eles sugerem que as rochas magmáticas toleíticas, alcalinas e alcalinas-carbonatíticas que ocorrem ao redor e na Bacia do Paraná tenham se originado de um manto heterogêneo sub-litosférico. Neste cenário, os traços das plumas Tristão e Trindade estariam apenas refletindo uma acomodação ao stress sofrido pela litosfera durante o processo de abertura (*rift*), ao invés de uma contínua atividade magmática induzida por plumas mantélicas abaixo de uma litosfera em movimento.

A província estabeleceu-se durante o Neocretáceo, ao longo de uma feição tectônica/morfológica importante, denominada de Arco do Alto Paranaíba. Trata-se de um alto topográfico e gravimétrico, com direção N55°W, que expõe rochas Proterozóicas e separa as bacias do Paraná e Sanfranciscana (Costa, 1963; Hasui & Cordani, 1968 em Campos & Dardenne, 1997a).

Nessa área contém ainda complexos plutônicos compostos de rochas ultramáficas alcalinas, carbonatitos e foscritos. Na maioria das vezes sua intrusão provocou a deformação das rochas encaixantes metasedimentares, gerando

proeminentes estruturas dômicas (Brod et al., 2004).

Rochas alcalinas relacionadas podem ocorrer como diques e veios, isolados ou formando sistemas complexos, cortando tanto as rochas alcalinas cogenéticas quanto as encaixantes. Os diques podem formar padrões anelares, radiais ou aleatórios e mais de uma geração de diques pode estar presente (e.g. Araxá, Catalão I e II) (Brod, 1999). Alguns complexos são dominados por carbonatitos calcíticos (e.g. Catalão II, Salitre, Tapira), outros por carbonatitos dolomíticos (e.g. Araxá, Catalão I), embora os dois tipos estejam geralmente presentes no mesmo complexo (Brod et al., 2004). A maioria dos depósitos minerados atualmente desenvolveu-se por concentração residual durante o intenso intemperismo, a que os complexos foram submetidos, e que gerou espessos mantos de intemperismo, por vezes com mais de 200m (e.g. Araxá, 250m).

Mais especificamente em Goiás, os Complexos Catalão I e II podem ser entendidos como câmaras magmáticas rasas e de evolução polifásica (e.g. Ribeiro et al., 2005). O Complexo de Catalão I cobre uma área de forma circular e ocupa 27 km² de área aflorante. É constituído por flogopititos, piroxenitos, dunitos, foscoritos, nelsonitos e carbonatitos (Ribeiro & Gaspar, 2000). Sua idade segundo Hasui & Cordani (1968) é de 82,9 +- 4,2 Ma.

O Complexo de Catalão II (18° 02'S e 47° 52'W) é pobremente exposto, sendo constituído por piroxenito, sienitos, foscoritos, carbonatitos e lamprófiros. Também possui forma dômica circular que cobre uma área de 14 km² (Machado Jr., 1991; Melo, 1999.) As idades Rb-Sr para este complexo são aproximadamente 76 e 86 Ma (Machado Jr, 1991).

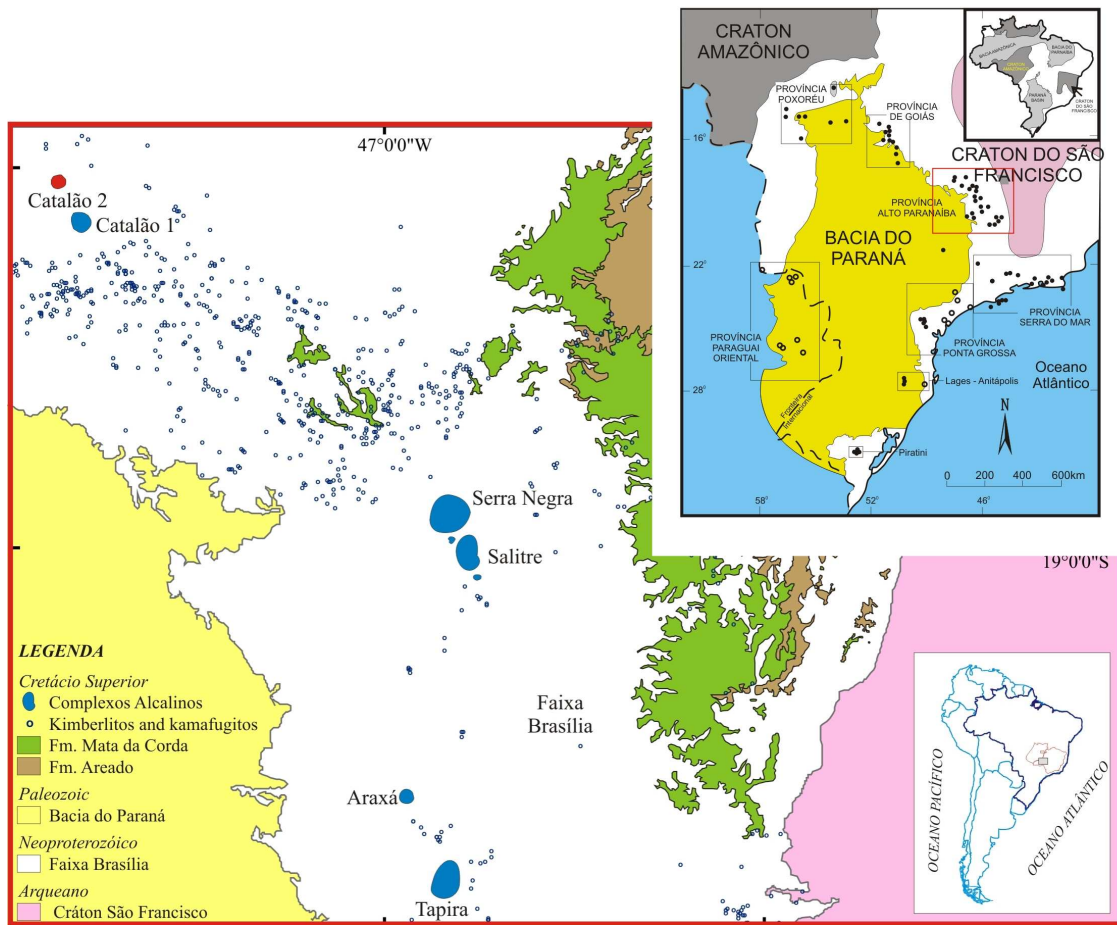


Figura 2.1 - Mapa Geológico da Província Alto Paranaíba, mostrando destacado em vermelho o Complexo Alcalino de Catalão II (adaptado de CPRM, 2004). No canto superior direito, Mapa de localização das províncias alcalinas das margens da Bacia do Paraná. Círculos vazados representam rochas do Eocretáceo, círculos preenchidos representam rochas do Neocretáceo (exceto Província Serra do Mar= Neocretáceo a Eoceno) (adaptado de Gibson et al., 1995b).

3 PETROGRAFIA

Este capítulo visa descrever os principais litotipos do depósito de nióbio do Morro do Padre, nos aspectos essenciais para a discussão dos resultados na interpretação do modelo tridimensional geofísico. Descrições petrográficas detalhadas, informações de química mineral e interpretações sobre a evolução geológica do complexo são encontrados em Melo (1999) e Palmieri (2010).

3.1. Tipos petrográficos

Brod et al. (2004) definiram três séries magmáticas para os Complexos da APIP, originadas a partir de um magma primitivo silicático e ultrapotássico, porém com padrões de diferenciação distintos, sendo todos eles: bebedouritos, foscoritos e carbonatitos.

3.1.1 Série Bebedourítica

A Série bebedourítica é produto de cristalização fracionada de um magma primitivo de afinidade kamafugítica muito comum nos complexos ultrapotássicos (Brod, 1999; Brod et al., 2000).

São rochas compostas essencialmente de clinopiroxênio (principalmente diopsídio), flogopita, olivina, apatita, perovskita e magnetita. Melanita (Ti-granada), titanita, cromita e K-feldspato podem ocorrer ocasionalmente (Brod, 1999; Brod et al., 2000; Barbosa, 2010).

Barbosa (2010) afirma que essas rochas, muitas vezes, são descritas na literatura sobre a província como clinopiroxenitos, porém sua variação modal é muito ampla, chegando a tipos monominerálicos (como pirovskitito, apatitito, magnetitito, etc). Em muitos outros casos, bebedouritos de complexos da PIAP podem ser transformados em flogopititos, por processos metassomáticos associados à intrusão de carbonatitos (Brod et al., 2001, Ribeiro et al., 2005, Ribeiro, 2008).

Brod et al. (2004) propõem uma classificação da série para os complexos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, que pode ser visto na Figura 3.1.

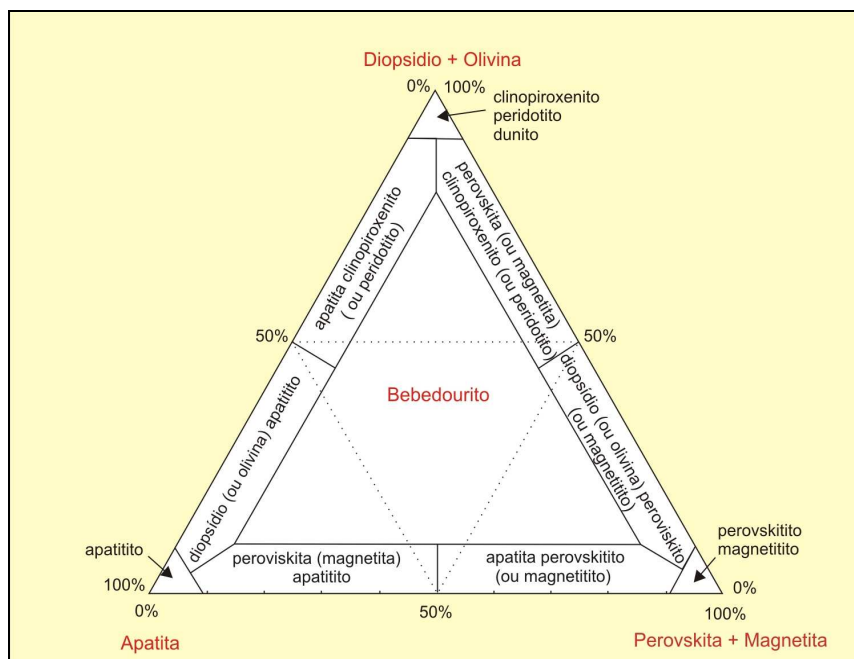


Figura 3.1 - Modelo de diagrama triangular proposto por Brod et al. (2004) para as rochas ultramáficas da série bebedourítica nos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. São piroxenitos ricos em perovskita, apatita e magnetita e suas variações modais.

3.1.2 Série Foscorítica

São rochas derivadas de magmas fosfáticos e seus termos são definidos por variações modais de apatita, magnetita e olivina (Yegorov, 1993). Entretanto, Yegorov (1993) e Krasnova et al. (2004) citam exemplos onde existem variedades de foscoritos com mica e/ou clinopiroxênio no lugar da olivina. Considerando as similaridades entre foscorito contendo forsterita e as variedades contendo diopsídio, Krasnova et al. (2004) definiram os foscoritos como “rochas plutônicas ultramáficas consistindo de magnetita, apatita e um dos silicatos, forsterita, diopsídio ou flogopita”. Por outro lado, Cordeiro et al. (2010) e Barbosa (2010) argumentam que o tipo de silicato é importante para determinar o estágio evolutivo dos magmas da série foscorítica, preferindo o termo nelsonito (conforme a classificação de Yegorov, 1993) para as rochas sem olivina (Figura 3.2).

Rochas da Série Foscorítica ocorrem em todos os complexos da PIAP e são particularmente comuns em Araxá e Catalão I e II. Em Catalão, estas rochas possuem grande importância econômica, pois são as principais responsáveis pela jazida de nióbio.

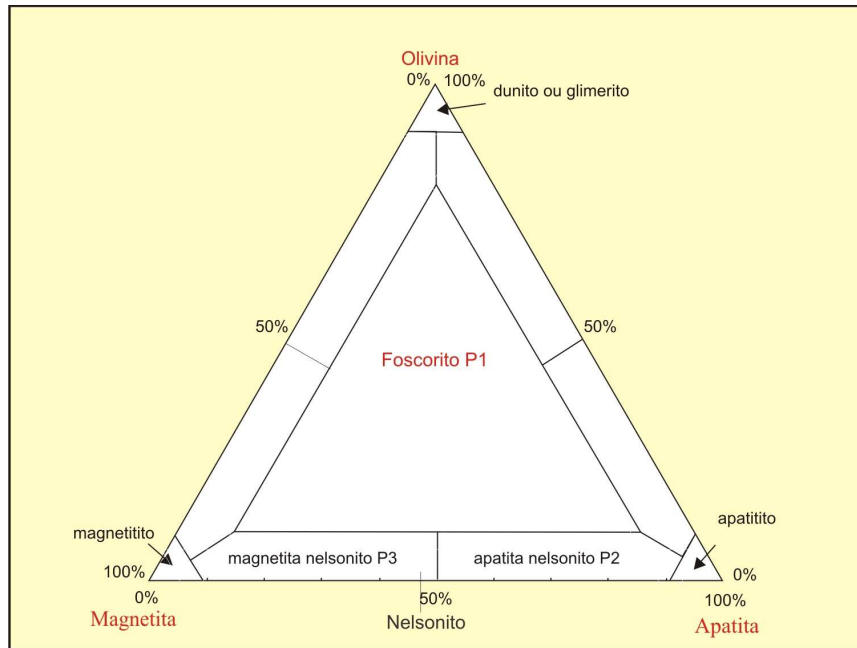


Figura 3.2–Diagrama de classificação mineralógica da série foscorítica proposto por Cordeiro et al. (2010).

Cordeiro et al. (2010) definem 3 estágios para a série foscorítica em Catalão I, de acordo com o modelo mineralógico e evolução magmática (Figura 3.3). O estágio P1 consiste principalmente de foscoritos. P2 e P3 são representados por nelsonitos e contém a mineralização primária de pirocloro. P2 é um apatita nelsonito de granulação fina a média, rico em grãos euédricos de apatita e quantidades subordinadas de grãos de magnetita euédricos a subédricos. Já, P3 é um magnetita nelsonito de granulação média, composto predominantemente por magnetita com apatita subordinada e abundantes bolsões de carbonato dolomítico.

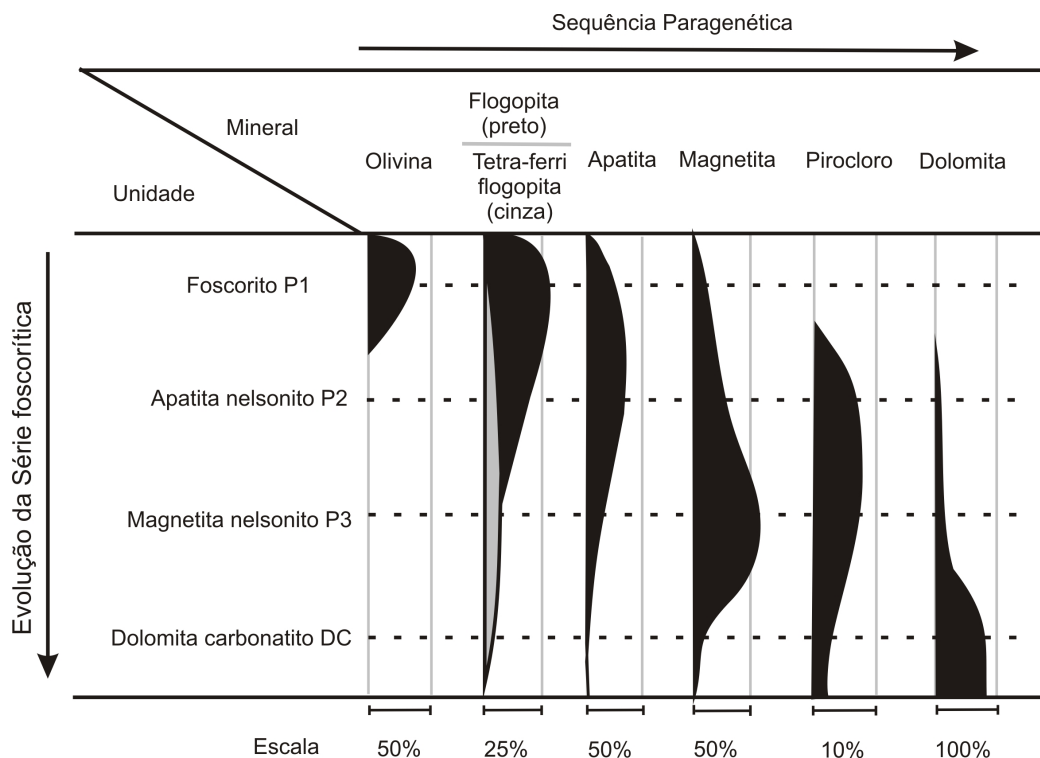


Figura 3.3 - Modelo comparativo da composição modal de rochas da série foscorítica de Catalão I com carbonatito associado. P2 e P3 são rochas livres de olivina (nelsonito, magnetitito e apatitito) onde a principal fase silicática é flogopita e/ou tetra-ferriflogopita (Cordeiro et al., 2010).

3.1.3 Série Carbonatítica

A Série carbonatítica consiste de rochas contendo mais de 50% de carbonatos, essencialmente calcita, dolomita, Fe-dolomita e ankerita, com grande variedade de acessórios. Essa classificação deve ser baseada nas proporções modais dos tipos de carbonato presentes, e independe do caráter plutônico ou vulcânico da rocha (Le Maitre, 2002).

No depósito de nióbio de Catalão II ocorrem tanto calcita carbonatitos quanto dolomita carbonatitos, com predominância dos primeiros.

3.2. Depósito de nióbio Morro do Padre

Morro do Padre é composto por nelsonito, carbonatito, flogopita picrito, piroxenito, sienito e fenito. Sua mineralização primária está controlada por enxames de

diques de nelsonito, apatitito e carbonatito, alojados em quartzitos e sedimentos fenitizados que formam uma estrutura tipo roof pendant (Palmieri et al., 2009).

A região é marcada por diversas e sucessivas intrusões. Uma intrusão carbonatítica principal corta os fenitos encaixantes e é formada por carbonato branco acinzentado, muito grosso a médio e relativamente puro. Esse carbonatito e suas encaixantes são subseqüentemente intrudidas por um sistema de diques de nelsonito, que aproveita parcialmente o mesmo sistema de fraturas. Uma geração final de diques milimétricos a centimétricos de carbonatito rico em tetra-ferriflogopita corta todas as rochas anteriores (Palmieri et al., 2009).

Os nelsonitos são ricos em pirocloro e os principais responsáveis pela mineralização primária de Nb. Frequentemente contêm bolsões de carbonatito calcítico granular, rico em apatita, sulfetos, contendo ainda tetra-ferriflogopita, pirocloro e magnetita (Palmieri et al., 2009).

3.2.1 Apatitito

São rochas compostas essencialmente por apatita, carbonato e flogopita/tetra-ferriflogopita (Figura 3.4), tendo pirocloro e magnetita como principais acessórios. Calcopirita é rara e aparece preenchendo veios ou fraturas com/sem pirita associada (amostra: CQ 131; 272,813).

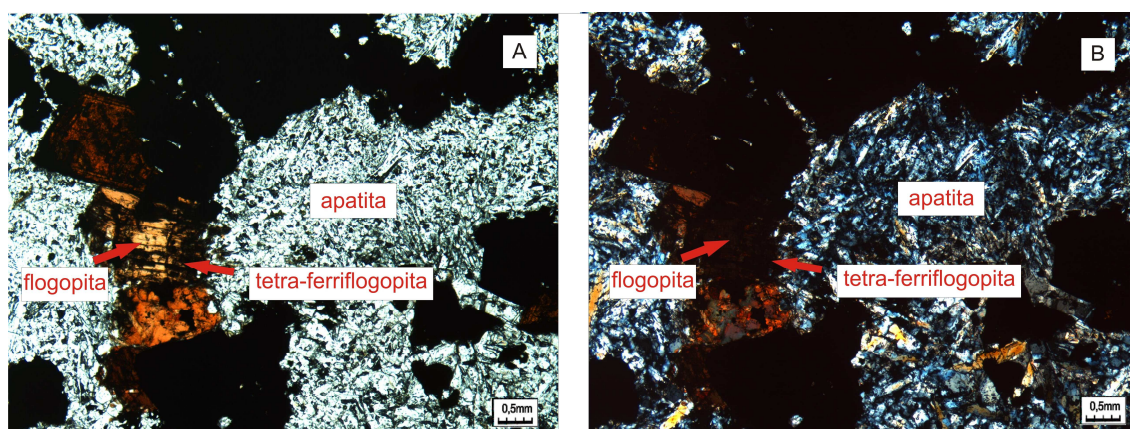


Figura 3.4- Amostra do testemunho CQ 131 (a) Tetra-ferriflogopita e flogopita em apatitito sob luz transmitida com nicóis paralelos; (b) Idem sob luz transmitida com nicóis cruzados.

O apatitito provavelmente representa um membro mais evoluído que os foscoritos primitivos (não presente no Morro do Padre), porém menos evoluído que

apatita-nelsonito P2. Alternativamente, pode representar um cumulado de apatita, de ocorrência local.

3.2.2 Carbonatito

Melo (1999) define pelo menos quatro estágios carbonatíticos no Complexo de Catalão II. O magmatismo carbonatítico inicia-se pela presença dos litotipos magnetita-pirocloro-flogopita carbonatito e ilmenita-flogopita carbonatito. Nos estágios seguintes, o líquido cristalizaria Ca-carbonatitos e o último estágio seria magnetita carbonatito, o qual pode conter carbonatos em terras raras e até mesmo ankerita, além da dolomita essencial e majotitária. Ele afirma, ainda, que a diferença entre o Complexo de Catalão I e o de Catalão II está na composição do principal carbonato que compõe as rochas carbonatíticas deste complexo. Em Catalão I, Araújo (1996) descreve dolomita como sendo carbonato principal. Já em Catalão II, o carbonato principal é calcita.

3.2.2.1 Calcita carbonatito

Os carbonatitos calcíticos são o tipo mais comum no depósito do Morro do Padre. Eles podem ser divididos em três unidades, em função de suas relações texturais e estruturais com as demais rochas.

O carbonatito mais externo do depósito é homogêneo, constituído quase exclusivamente por calcita esbranquiçada, anédrica e milimétrica (Figura 3.5). Ao microscópio pode-se observar, em algumas amostras, cristais de carbonato orientados na direção do fluxo. Pirita, pirrotita, calcopirita e tetra-ferriflogopita podem ocorrer como acessórios. Magnetita, barita, apatita e ilmenita são raros, podendo estar disseminados ou preenchendo veios.

Carbonatito ocorre também como bolsões em diques de nelsonitos, em quantidade e tamanho variáveis, mas que geralmente aumentam para o centro do dique. Este carbonatito é composto por calcita, tetra-ferriflogopita, magnetita e é rico em apatita e sulfetos (Figura 3.6). É possível que os bolsões representem segregações de líquidos, a partir de resfriamento do líquido nelsonítico por cristalização fracionada ou imiscibilidade (Cordeiro, 2009).

A terceira variedade compreende veios e diques de carbonatito de espessura muito variada, desde milimétricos a centimétricos. Este carbonatito é rico em flogopita e pobre em magnetita e pirocloro, e pode ter se formado por coalescência dos bolsões de carbonatito que ocorrem no interior de nelsonitos, e extração deste líquido para, finalmente formar enxames de diques que cortam toda a seqüência (Figura 3.7).



Figura 3.5-Amostra de testemunho de sondagem, CQ 48, n° 215403, próximo a 111m de profundidade. Carbonatito branco, homogêneo e puro, representante do envelope externo ao depósito.

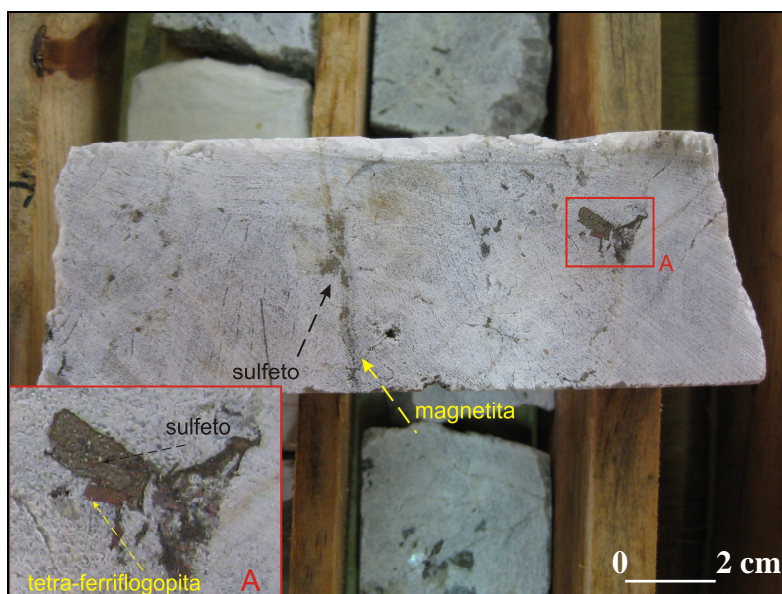


Figura 3.6 - Amostra de testemunho de sondagem, CQ 136, n° 260036, próximo a 244,25m de profundidade. Carbonatito calcítico branco com grãos de pirita e calcopirita disseminados, com cristais de magnetita e tetra-ferriflogopita subordinados.

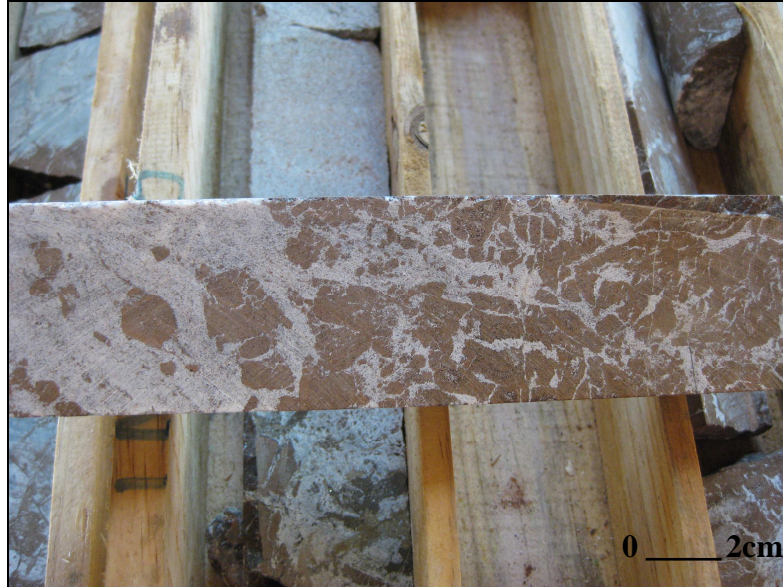


Figura 3.7 - Amostra de testemunho de sondagem, CQ 135, n° 259887, próximo a 141m de profundidade. Tetra-ferriflogopita carbonatito com abundantes xenólitos de flogopitito.

3.2.2.2 Dolomita carbonatito

No Complexo de Catalão II, este litopito é representado por um conjunto de veios centimétricos a milimétricos de carbonatito rico em magnetita que intrudem os carbonatitos de estágios anteriores.

3.2.3 Fenito

São rochas encaixantes localizadas nas porções mais próximas às bordas do Complexo que resultaram de interações de rochas sedimentares encaixantes com os fluidos liberados pelo magmatismo alcalino num processo de fenitização.

Esse litotipo é formado por rochas de coloração verde azulada a marrom avermelhado. Nesse último caso, o fenito é caracterizado por grande quantidade de tetra-ferriflogopita metassomática (Figuras 3.8 e 3.9). Diques de carbonatito e nelsonito cortam toda a estrutura.

São compostos principalmente por quartzo (~60%) e tetra-ferriflogopita metassomática (~25%).

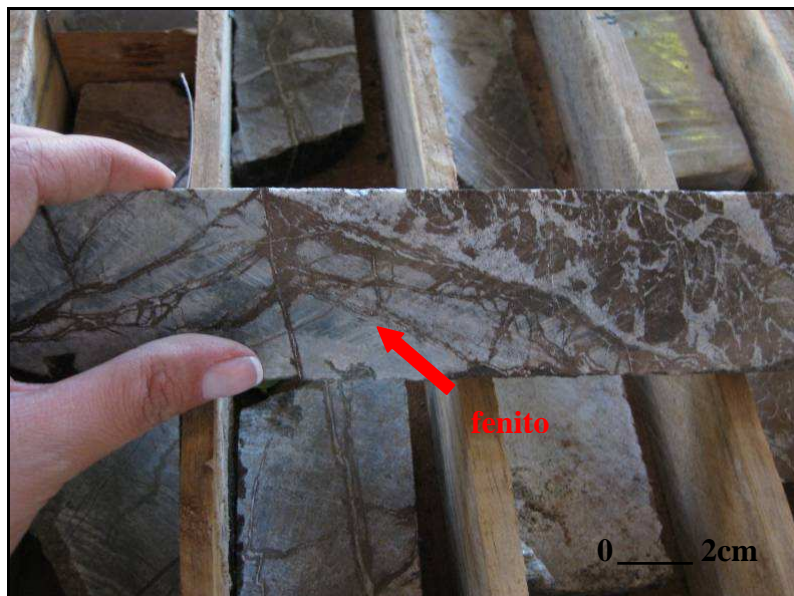


Figura 3.8 - Amostra de testemunho de sondagem, CQ 45, nº 187707, próximo a 135m de profundidade. Fenito homogêneo e de coloração verde azulada intrudido por um carbonatito branco. Observe a flogopitização do fenito original e sua incorporação como xenólitos de flogopitito.

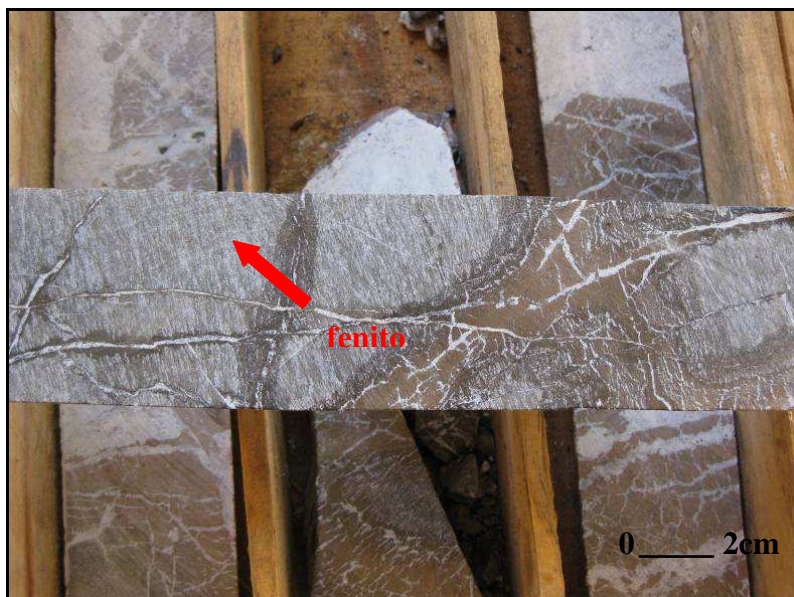


Figura 3.9 - Amostra de testemunho de sondagem, CQ 45, nº 229704, próximo a 91,25m de profundidade. Fenito homogêneo e de coloração verde azulada intrudido por um carbonatito branco. Note a conversão do fenito original e flogopitito marrom avermelhado, de aspecto brechado.

3.2.4 Nelsonito

Os nelsonitos estão orientados E-W em enxames de diques envelopados por carbonatito e em delgadas apófises que se estendem para fora desse envelope. Na porção central do corpo, o nelsonito é grosso a pegmatóide, constituído por massas e

cristais de magnetita, ilmenita, flogopita, pirocloro e apatita, essa geralmente concentrada em pequenos agregados e bolsões. O carbonato é intersticial ou forma bolsões granulares. Para as bordas, o nelsonito tem a mesma mineralogia, mas com variação nas proporções modais e granulometria geralmente mais fina (Palmieri et al., 2009).

Os nelsonitos presentes no Complexo de Catalão II são formados por tetra-ferriflogopita (2-60%), carbonato (7-20%), apatita (6-20%), magnetita (5-60%), além de pirocloro (8-12%) e calcopirita (Tr), barita (Tr), pirita (Tr), galena (Tr). Com base na classificação feita por Cordeiro (2009) para o Complexo Carbonatítico de Catalão I, podemos definir dois litotipos para Catalão II: P2 (apatita nelsonito) e P3 (magnetita nelsonito/magnetitito).

Os nelsonitos de Catalão I e do depósito Morro do Padre apresentam semelhanças e algumas diferenças. Assim como em Catalão I (Cordeiro, 2009), o nelsonito do Morro do Padre contém magnetita com finas lamelas de ilmenita exsolvida. Porém, diferente de Catalão I (Figura 3.3), cristais de tetra-ferriflogopita são comuns tanto em P2 como em P3. Em Catalão I, apatita ocorre como grãos de granulação fina, frequentemente zonada e orientada em P2, já em P3 ela aparece como agregados monominerálicos. Em Morro do Padre, essas duas formas de apatita são encontradas tanto em P2 quanto em P3. Além disso, Cordeiro et al. (2010) definem pirocloro, columbita, pirita, calcopirita e esfalerita como minerais acessórios em Catalão I e esfalerita e columbita não foram encontradas na região do Morro do Padre.

3.2.4.1 Apatita nelsonito-P2

Essa rocha perfaz a maioria das amostras estudadas (Figuras 3.10 e 3.11). É composto por tetra-ferriflogopita (~8-40), apatita (5-20%), magnetita ou ilmenita (~20-30) pirocloro (~8-15) carbonato (~7-15%), magnetita (5-30%), barita (Tr), calcopirita (Tr), pirita (Tr), cancrinita e galena (Tr).

Magnetita com exsolução de ilmenita é uma feição comum. Em alguns casos a magnetita foi seletivamente dissolvida por fluidos tardios, restando somente um esqueleto de ilmenita (Fig. 3.12).

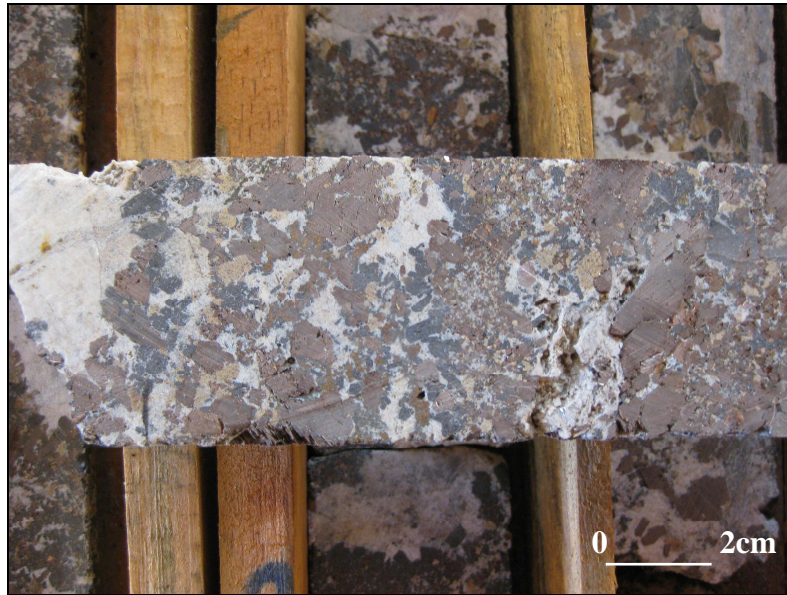


Figura 3.10 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 82, amostra n°228967, próximo a 93,75m de profundidade, mostrando o aspecto geral de nelsonito rico em pirocloro grosso (cristais marrom claro).



Figura 3.11 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 134, amostra n° 253661, próximo a 113,62m de profundidade, mostrando o aspecto geral de nelsonito com quantidades subordinadas de pirocloro e tetra-ferriflogopita em comparação a Figura 3.10.



Figura 3.12 - Fotomicrografia em luz refletida do testemunho CQ 137, amostra n°272849, próximo a 88,75m de profundidade, mostrando exsoluções de ilmenita em magnetita parcialmente dissolvida.

3.2.4.2 *Magnetita nelsonito-P3*

Esse litotipo representa um termo mais evoluído da série foscorítica, com composição próxima ao membro final magnetitito.

São rochas compostas por magnetita ou martita (30-60%), carbonato (7-30%), pirocloro (~6-13%), apatita (6-10%) e tetra-ferriflogopita (2-30%). Pirita, calcopirita, pirrotita e galena são raras.

Assim, como em Catalão I, a magnetita está disseminada na rocha ou, muitas vezes, bordejando bolsões de carbonato. É subédrica, com granulação de até 5mm e inclusões de tetra-ferriflogopita, carbonato e pirocloro. Apresenta alteração para hematita, geralmente nos planos cristalográficos. Algumas micro-fraturas em magnetita são preenchidas com massas de carbonato.

3.2.4.3 *Magnetitito-P3*

Essa rocha representa o estágio mais evoluído da Série Foscorítica.

Os magnetitos do Morro do Padre são semelhantes aos descritos por Cordeiro (2009) em Catalão I. São textural e estruturalmente semelhantes aos magnetita nelsonitos, e compostas por magnetita (>60%), carbonato (7-30%), tetra-ferriflogopita (2-8%), apatita (6-9%) e pirocloro (3-12%). Calcopirita, galena, pirita e pirrotita podem ocorrer como minerais traço ou como acessórios.

Às vezes, o magnetito está em contato com domínios, possivelmente bolsões de carbonatito contendo quantidades subordinadas de apatita e barita disseminadas (Fig. 3.13).



Figura 3.13 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 45, n° da amostra: 187706, próximo a 133m de profundidade. Dique de nelsonito no meio de um carbonato com fragmentos de fenito. Presença de bolsões de carbonato com magnetita na borda.

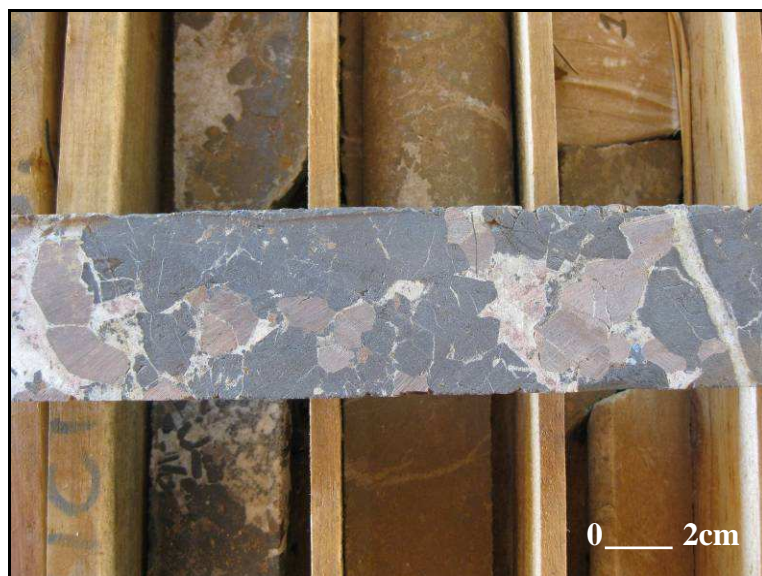


Figura 3.14 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 136, amostra n° 259964, próximo a 109,25m de profundidade. Nelsonito P3, composto predominantemente por grãos de magnetita e tetra-ferriflogopita com carbonatito intersticial.



Figura 3.15 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 89, amostra n° 228313, próximo a 93,75m de profundidade. Nelsonito P3, composto predominantemente por magnetita e pirocloro (cristais marrom claro) e tetra-ferriflogopita subordinada. Observe bolsão de carbonatito branco com grãos de tetra-ferriflogopita e magnetita subordinados.

3.2.5 *Flogopita picrito*

Esse litotipo representa o magma primitivo do Complexo de Catalão II. Ele ocorre como diques de espessura variável, afaníticos a subfaneríticos (amostra 272,841; Figura 3.16). É composto principalmente por olivina, flogopita, magnetita dispersa, carbonato intersticial e em glóbulos. Pode ser brechóide (brechas de conduto) ou homogêneo.

Às vezes, a rocha forma uma trama composta por carbonato e tetra-ferriflogopita bordejando grãos de olivina, que podem ser substituídos da borda para o centro por idingisita. Perovskita ocorre como mineral acessório. Calcopirita, pirita e magnetita ocorrem como mineral traço.

3.2.6 *Piroxenito*

Embora presente no Alvo Morro do Padre, essa litologia não foi encontrada nos testemunhos amostrados para este trabalho. Palmieri et al. (2009) descrevem a rocha como sendo um piroxenito verde escuro, composto principalmente por clinopiroxênio, podendo conter olivina e serpentina.



Figura 3.16 - Amostra de testemunho de sondagem CQ 93, amostra n° 228044, próximo a 93,3m de profundidade. Dique de flogopita picrito intrudindo carbonatito rico em flogopita brechóide.

3.2.7 Sienito

Essa litologia também não foi encontrada nos testemunhos amostrados, embora presente na região de estudo. De acordo com Palmieri et al. (2009), essa rocha é fina, granular e levemente azulada. Quando cortado por carbonatitos desenvolve flogopitização de contato.

4 MÉTODOS ANALÍTICOS

Complexos alcalino carbonatíticos e os depósitos minerais magmatogênicos ou supergênicos associados são normalmente ricos em magnetita, urânio e tório, com bordas fenitizadas enriquecidas em potássio. Essas propriedades implicam em um forte controle exercido por estes complexos sobre anomalias geofísicas (magnetométricas e gamaespectrométricas) tanto regionais (e.g. Fig. 4.1) quanto de detalhe. De maneira análoga, a composição química peculiar de rochas alcalinas, carbonatitos e depósitos minerais associados resultam geralmente em fortes contrastes geoquímicos com as rochas encaixantes.

Por isso, métodos geofísicos e geoquímicos são amplamente utilizados em exploração mineral, tanto para a detecção destes corpos intrusivos quanto para monitorar os teores e a qualidade do minério durante a fase de lavra.

Nesta dissertação, utilizou-se dados magnetométricos e gamaespectrométricos de detalhe para estudar o depósito de Nb do Morro do Padre, comparando-se os resultados com dados de geoquímica de exploração. Nas seções seguintes são descritos os métodos analíticos para obtenção dos dados geoquímicos e geofísicos utilizados no estudo.

4.1. Geoquímica de exploração

4.1.1 Fluorescência de raios-x

A fluorescência de raios-x é uma das primeiras técnicas espectrométricas aplicadas para análises de rochas, solo e sedimentos. Trata-se de um método clássico para determinação tanto de elementos maiores quanto de elementos traço. (Dutra & Gomes, 1984).

As primeiras aplicações para a indústria mineral geoquímica datam da metade da década de 60. Como resultado dos avanços tecnológicos ocorridos nas últimas décadas, a técnica de análise por fluorescência de raios X passou a desempenhar papel cada vez mais marcante no campo da geoquímica de minerais e rochas. As diversas vantagens são a simplicidade do espectro, comportamento previsível dos elementos, exatidão alta,

reprodutividade boa, limite de sensibilidade baixo (da ordem de partes por milhão), ampla capacidade de detecção (cobrindo um número considerável de elementos em concentrações variando de algumas partes por milhão a 100%), grande versatilidade analítica (amostras líquidas, sólidas ou sob forma de pó), caráter não-destrutivo e rapidez de execução da análise (Dutra & Gomes, 1984). Estas características, associadas ao custo relativamente baixo do equipamento e da análise, tornaram a fluorescência de raios-x um dos métodos preferidos para análise de rotina em empresas de mineração, especialmente durante a fase de definição de reservas e acompanhamento de lavra.

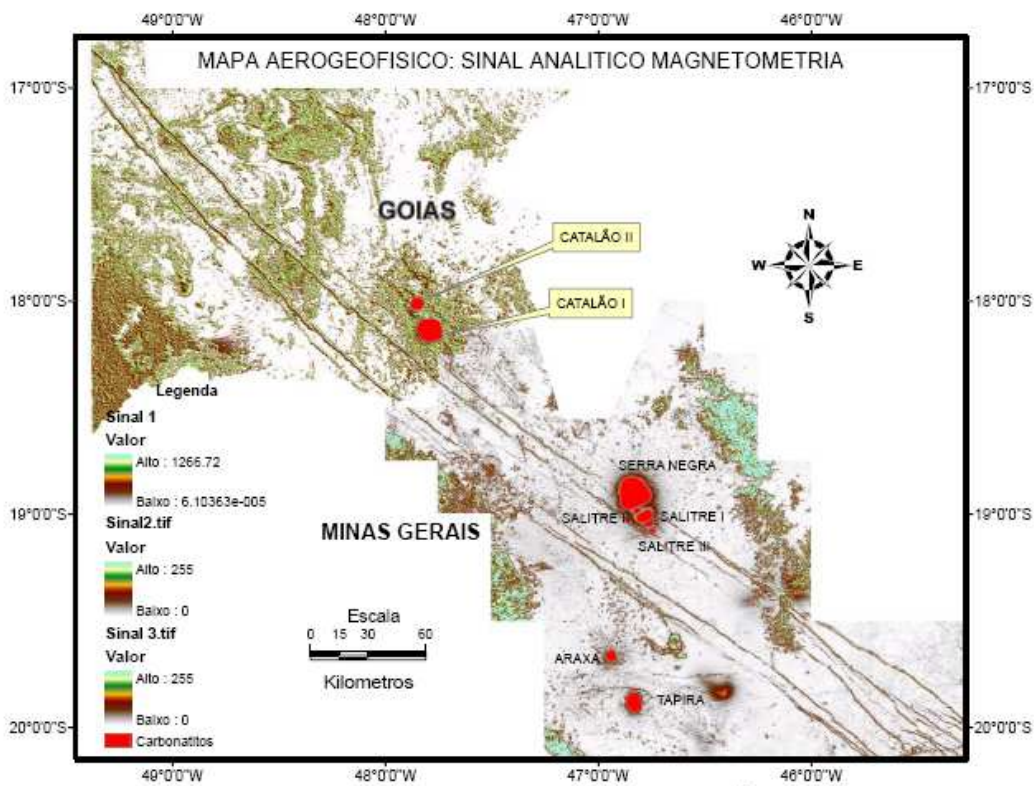


Figura 4.1 - Imagem aerogeofísica do sinal analítico na Província Ígnea do Alto Paranaíba com destaque para o lineamento do azimuth 125° e as intrusões carbonatíticas (realçadas em vermelho). Fonte dos dados: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, bloco II 2005 e levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais bloco 07- 2006. (Ribeiro, 2008).

4.1.1.1. Conceitos básicos de fluorescência de raios-x.

O emprego de técnicas diversas de excitação possibilita aos elementos químicos em geral a emissão de luz na região do espectro eletromagnético correspondente aos raios X (de 0,1 a 100 Å). Em condições adequadas, as radiações produzidas podem ser

utilizadas para fins de identificação e estimativa de concentrações de elementos em amostras de minerais e rochas. No caso particular da espectrometria por fluorescência, o processo de excitação está associado à irradiação da amostra por um feixe primário emanado de um tubo de raios-X.

Raios X resultam da excitação de átomos (ou íons) no interior de uma fonte, selada e mantida em alto vácuo. Esse tubo consiste basicamente em um filamento aquecido (catodo), funcionando como fonte de elétrons, e de um alvo (anodo) de natureza diversa (cobre, molibdênio, tungstênio etc.). A aplicação de uma diferença de potencial entre o catodo e o anodo faz com que os elétrons emitidos pelo filamento incandescente sejam acelerados em direção a esse último, havendo ali a transformação da energia cinética adquirida em calor e, em menor extensão, em raios - X. Através de uma pequena abertura (janela) em torno de 0,3mm, a radiação primária deixa o tubo, vindo, então a ser usada mais tarde para fins de produção de uma radiação secundária (radiação fluorescente), que é diretamente proporcional à radiação incidente e característica dos elementos presentes na amostra. Como a emissão é feita em todas as direções, torna-se, por sua vez, necessário contar com o auxílio de dispositivos especiais (colimadores) os quais selecionam a radiação, transformando-a em um feixe de raios paralelos, que irá incidir sobre a superfície plana de um cristal analisador, seccionado paralelamente à direção dos planos de difração em uso. Esses raios- X serão difratados pelo cristal analisador para o detector, que converterá a energia dos fótons de raios X absorvidos em pulsos elétricos.

Conhecendo-se os ângulos de reflexão e as intensidades dessa radiação, é possível não apenas a identificação dos elementos componentes como também a determinação de sua quantidade (Dutra e Gomes, 1984).

4.1.1.2. Amostragem geoquímica

As análises químicas foram obtidas por fluorescência de raio X no laboratório da Mineração Catalão (Anglo American).

O espaçamento de amostragem adotado pela empresa é de 2,5m para rocha e 5m para solo e saprolito. Nesse trabalho, foi utilizado somente a amostragem em rochas frescas e por isso, o espaçamento adotado foi de 2,5m.

Inicialmente, as amostras de solo são secadas em uma estufa com temperatura máxima de 105 °C. Depois, as amostras de solo e de rocha são britadas, a fim de obter 90% com granulometria abaixo de 6 mm (1/4 polegadas). As amostras são quarteadas em um quarteador giratório de capacidade para 50 litros, de onde retira-se aproximadamente 6 Kg para seguir processo de preparação para análise química e, quando necessário, quaisquer outras quantidades para testes nesta granulometria. As sobras são arquivadas.

Esses 6 Kg de amostras são novamente britados, a fim de obter 90% com granulometria abaixo de 2 mm, e o produto é quarteado em quarteador giratório com capacidade 20 litros. Retira-se aproximadamente 500g para a pulverização até aproximadamente 140 mesh e, quando necessário, quaisquer outras quantidades para testes nesta granulometria. Essas sobras também são arquivadas.

Após a pulverização, o produto é quarteado a fim de obter saquinhos de 50 a 100g, destinados à análise química e descartam-se as sobras. O Laboratório Químico da Anglo American seca os lotes a 105 °C, fabrica pastilhas de 0,5 g por amostra e as submete à análise por fluorescência de Raios- X.

Foram sistematicamente analisados Nb_2O_5 , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , BaO , TiO_2 , Ta_2O_5 , PbO , S , MnO_2 , ThO_2 , U_3O_8 para amostragem de rochas.

4.2. Geofísica

4.2.1 Susceptibilidade magnética

O comportamento magnético dos materiais terrestres parece ter sido primeiro observado pelos chineses no começo do séc.II d.C, em rochas ricas em magnetita. Entretanto, a primeira noção de que a Terra comporta-se como um ímã só foi apresentada segundo uma base científica, em 1600, por William Gilbert em seu livro *De Magnete*.

As primeiras medidas sistemáticas empregadas na prospecção mineral datam de 1640 e foram realizadas na Suécia. Visando a detecção de depósitos de ferro, essas medidas constituíam na observação da variação de declinação magnética com bússolas náuticas. Em 1870, Thalén e Tiberg aperfeiçoaram as medições geofísicas com a construção de instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e

vertical do campo magnético e da sua inclinação. A publicação *The examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements* por Thalén marcou o primeiro uso do Método.

Até 1940, a maioria das medidas do campo magnético era feita somente para uma componente do campo terrestre, a vertical. Os magnetômetros fluxgate foram desenvolvidos durante a Segunda Guerra Mundial para detectar submarinos por meio de aviões. Depois da Guerra, esse magnetômetro e a navegação por radar - outra técnica desenvolvida durante a Guerra - tornaram as medidas aeromagnéticas possíveis.

A partir dos anos 70, o processamento digital dos dados magnéticos solucionou o problema envolvido na redução de medidas em mapas, tornando possíveis as interpretações das distorções locais no campo magnético terrestre (intensidade, declinação e inclinação) com base nas distribuições magnéticas.

Atualmente, o método magnetométrico abrange um amplo espectro de atividades voltado para a investigação de bens minerais em subsuperfície. É um dos mais utilizados na prospecção mineral, devido à rapidez, ao baixo custo dos levantamentos, à facilidade e à versatilidade, quando comparado aos outros métodos geofísicos. É raro o levantamento geofísico que não inclui medidas magnéticas.

4.2.1.1. Conceitos básicos de Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética é um parâmetro fundamental na prospecção magnética. É a medida de quanto um material é susceptível de vir a ser magnetizado.

Quando um material qualquer é submetido ao efeito de um campo H, ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação M, proporcional ao campo, dada por:

$$M = \kappa H$$

sendo κ a susceptibilidade magnética do material.

Embora a susceptibilidade não tenha unidade, para racionalizar, existe um valor numérico compatível com o SI ou Sistema Internacional de unidades. Esse valor pode ser constante para determinados tipos de material, mas pode traduzir a forma como a magnetização responde a um campo aplicado em outros tipos. Em alguns materiais, a susceptibilidade é positiva e em outros, negativa; o sinal positivo ou negativo reflete o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo.

As medidas de susceptibilidade magnética podem ser realizadas no campo, sobre afloramentos, ou no laboratório, em amostras de afloramentos e testemunhos de sondagem.

Os medidores de susceptibilidade, susceptibilímetros, quase sempre empregam um sistema indutivo. O sensor desses instrumentos é composto por um núcleo, em forma de U, de material de elevada permeabilidade magnética, enrolado por uma bobina. Passando uma corrente alternada pela bobina, desenvolve-se o fluxo de um campo magnético oscilante através do sistema sensor-ar. Quando a amostra de rocha contendo minerais magnéticos é trazida para as proximidades do sensor, há uma diminuição no valor da relutância sensor-amostra, pois a presença da amostra facilita o fluxo magnético. A diminuição da relutância provoca um aumento da indutância do sistema, que pode ser detectada e medida como uma variação de voltagem, em uma escala numérica do instrumento. Os valores numéricos fornecidos pelo instrumento devem ser posteriormente transformados em valores de susceptibilidade, por meio de uma curva padrão construída pelo fabricante do equipamento, a partir de medidas em amostras de susceptibilidade conhecida.

A frequência de oscilação no sistema indutor deve ser pequena (inferior a 5000hz), a fim de que os efeitos gerados pela condutividade elétrica da amostra sejam minimizados.

4.2.1.2 Susceptibilidade de rochas e minerais

Cada rocha magnetiza-se de acordo com a sua susceptibilidade magnética, que depende da quantidade, do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes.

Esses minerais podem ser classificados de acordo com o seu comportamento, quando submetidos a um campo externo em: diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Para a prospecção mineral, a intensidade desse campo deve ser similar à do campo magnético terrestre (0,3 a 0,6 oersted), pois nos minerais ferromagnéticos (e nas rochas que os contêm), o valor da susceptibilidade depende da intensidade do campo magnético.

As substâncias diamagnéticas são aquelas repelidas, ou seja, adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo, permitindo que se

atribua a um sinal negativo à sua susceptibilidade. Grafita, quartzo, feldspatos e anidrita são exemplos. Já as substâncias paramagnéticas são atraídas, embora a magnetização seja ainda fraca (devido à baixa susceptibilidade), e o seu sentido igual ao do campo, produzindo uma susceptibilidade positiva. Entre as rochas e minerais paramagnéticos encontram-se: gnaíse, sienito, dolomita, olivina, piroxênio, biotita, pirita e, normalmente, os condutores metálicos. Certos elementos paramagnéticos como ferro, cobalto e níquel têm uma forte interação magnética entre os átomos que os constituem e podem apresentar magnetização espontânea. Esses são denominados ferromagnéticos. A razão disso é que os materiais ferromagnéticos são subdivididos em domínios, cujos momentos são orientados em direções diferentes, como resultado de um processo de minimização de energia dentro e fora do material (Gouvêa Luiz & Da Costa e Silva, 1995). Neste caso, todos os domínios magnéticos do material estão alinhados e conseqüentemente, associam-se aos maiores valores de atração e possuem susceptibilidade magnética muito elevada e positiva. O ferromagnetismo é 10^6 vezes mais forte que o diamagnetismo e o paramagnetismo. A temperatura a partir da qual um material perde a sua característica ferromagnética e passa a se comportar como paramagnético é denominada temperatura Curie.

Os domínios magnéticos de alguns materiais podem ter subdomínios alinhados na direção oposta e seu momento magnético pode vir a se cancelar, tornando a susceptibilidade magnética consideravelmente baixa. Denominamos esses minerais de antiferromagnéticos e a hematita é seu exemplo mais comum.

Em outros materiais, os subdomínios são alinhados na direção oposta, porém o momento magnético não é zero, seja porque os subdomínios possuem um alinhamento magnético positivo mais forte, ou porque a quantidade de subdomínios positivos é maior que os negativos. Essas substâncias são as chamadas ferrimagnéticas. Dentre os minerais ferrimagnéticos, apenas alguns têm susceptibilidade magnética suficientemente elevada para produzirem anomalias detectáveis nos trabalhos de prospecção. Esses minerais são a magnetita, a pirrotita, a ilmenita, a franklinita e a maghemita (hematita- γ). Devido à sua abundância, os três primeiros são os que mais contribuem para a magnetização das rochas (Gouvêa Luiz & Da Costa e Silva, 1995).

4.2.1.3. Amostragem de susceptibilidade magnética

Concentrações significativas de minerais magnéticos ocorrem em diversos depósitos minerais e vários desses depósitos estão associados a rochas magnéticas. Nos complexos alcalinos, esse tipo de rocha é bastante comum, em alguns casos contendo quantidades extremas de magnetita.

Os dados de susceptibilidade magnética foram obtidos em rochas frescas, por meio de medidas em testemunhos de furos de sonda, em um intervalo de 2,5m- 2,5m, equivalente ao intervalo das amostras coletadas para análises geoquímicas do minério pela Mineração Catalão Ltda. O aparelho utilizado foi o Hand- Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Multi Parameter Probe, desenvolvido pela GDD Instrumentation Inc (Figura 4.2).

O objetivo foi fazer a amostragem em linhas alternadas e ir adensando a amostragem a partir do centro do Complexo. A Figura 4.3 e 4.4 mostram a distribuição dos furos de sonda no Complexo, destacando em círculos preenchidos os furos trabalhados.

Antes de começar o trabalho foi necessário definir os parâmetros que seriam utilizados como número do furo de sondagem, espaçamento e profundidade inicial; e criar arquivos onde seriam salvas as futuras leituras.

Durante o processo de medição foram feitas três leituras para cada amostra, tomando-se o cuidado de ter sempre o aparelho todo em contato direto com a mesma. O sensor era reinicializado automaticamente a cada 60 segundos e entre cada medida, ele era exposto ao ar por cerca de 3 segundos, a fim de diminuir o *drift*. Esse procedimento preventivo foi importante para reduzir o risco de obter medidas erradas causadas por variações no tempo ou outra causa externa.

Medidas de condutividade foram feitas em MHOS/M, porém os resultados foram insatisfatórios porque os minerais de sulfeto estavam disseminados na rocha e, conseqüentemente não puderam ser aproveitados para este trabalho.

Após esse processo de medição, os dados foram transferidos para um computador utilizando um cabo USB e por meio do software MPP_PC foi possível extrair as informações do MPP-EMS2 diretamente do computador.



Figura 4.2 - Aparelho Hand- Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Multi Parameter Probe utilizado no levantamento de dados.

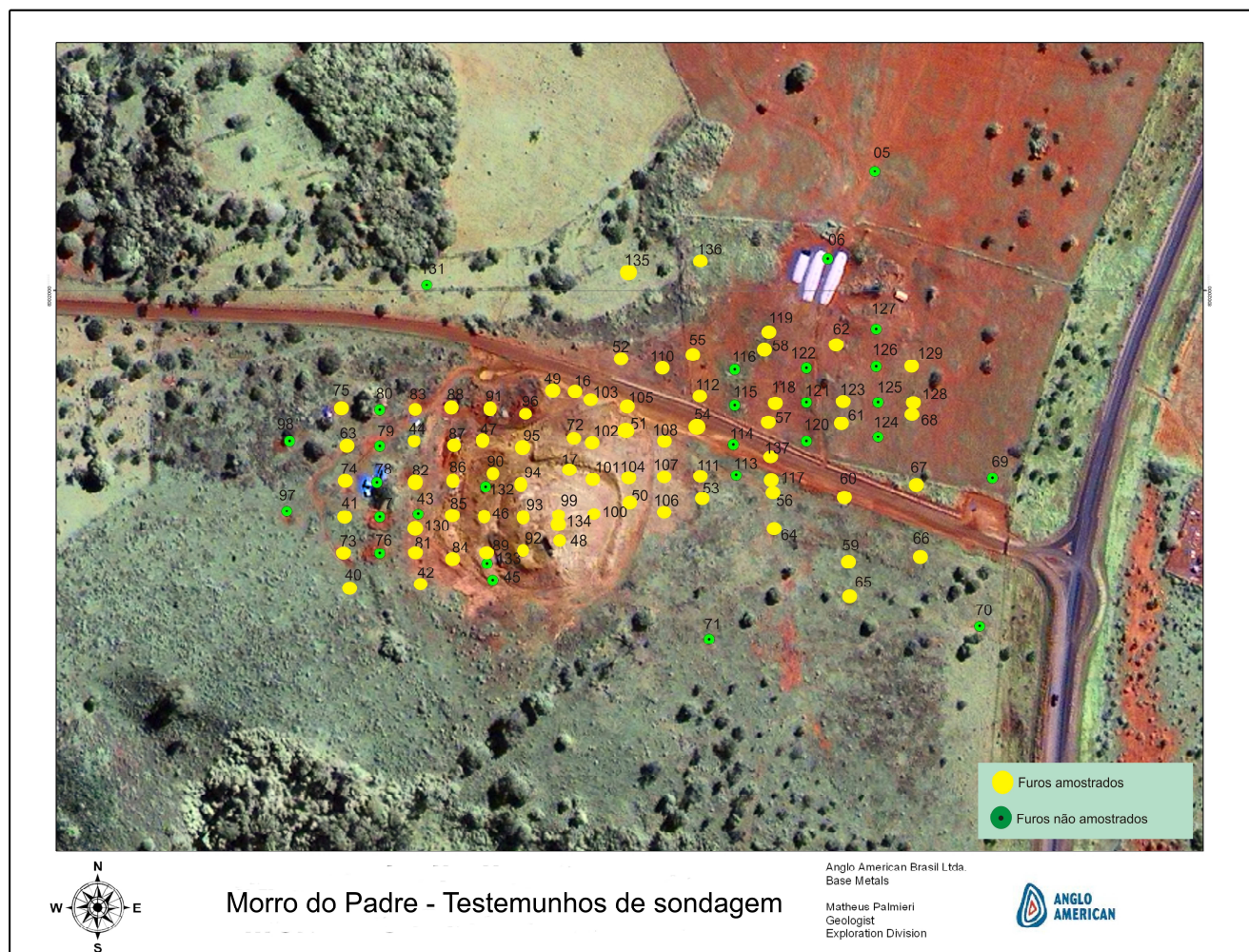


Figura 4.3 – Imagem do Google Earth com a distribuição dos furos de sondagem do depósito de nióbio do Morro do Padre, em Catalão.

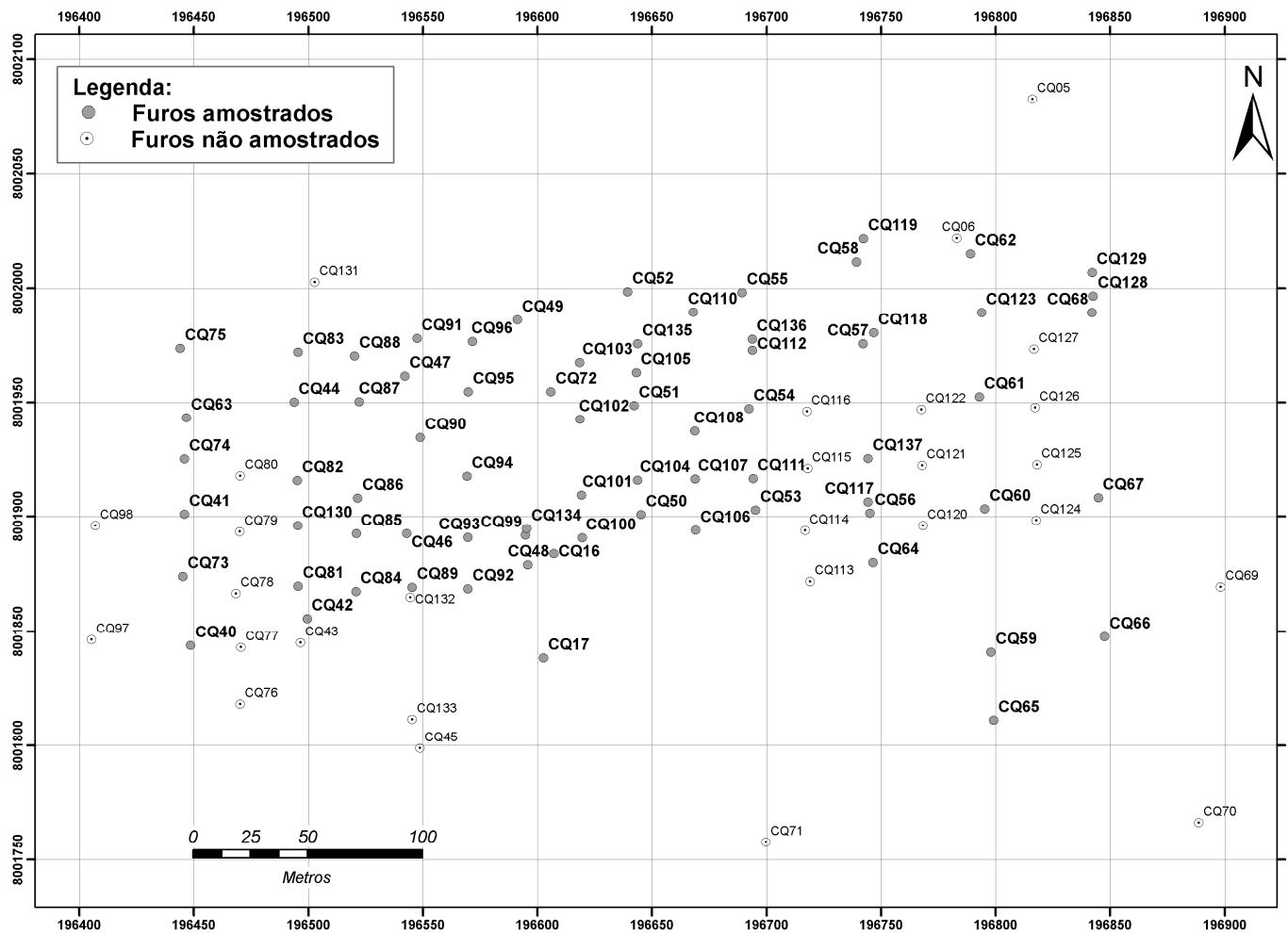


Figura 4.4 - Mapa com a distribuição dos furos de sondagem do depósito de nióbio do Morro do Padre, em Catalão II.

4.2.2. Gamaespectrometria

A descoberta experimental dos raios-X, em 1895, por Roentgen, deu início à história das radiações. A partir daí, vários estudos foram realizados, a começar por Becquerel. Ele colocou certa quantidade de sal de urânio sobre um filme, embrulhado em papel preto, expondo o conjunto à luz solar durante vários dias. Posteriormente, ele guardou o sal de urânio sobre um filme fotográfico em uma gaveta, na ausência de luz e o que se observou foi que as manchas estavam muito mais escuras do que quando o conjunto havia sido exposto ao Sol. Ele concluiu que os efeitos inesperados só poderiam ser devidos aos raios emanados espontaneamente pelo sal de urânio.

No início de 1899, físico neozelandês Ernest Rutherford iniciou, no Canadá, os estudos sobre a natureza dos raios de Becquerel. Ele notou a existência de dois tipos de radiação de urânio - uma mais penetrante e outra facilmente absorvida. Chamou-as de α (a menos penetrante) e β , sendo ambas desviadas por campo magnético em direções opostas. Paul Villard, um ano depois, identificou um terceiro tipo de radiação, denominou-a de radiação γ . Esta não sofria deflexão em campos magnéticos. O casal Curie verificou que alguns raios eram defletidos pelo ímã e outros não. Os que eram defletidos correspondiam à radiação β de Rutherford.

Atualmente, o modelo aceito é baseado em todos esses estudos e demais. Hoje, sabe-se que os elétrons são partículas-onda, ou seja, estão associados a uma onda característica; e, além disso, que o orbital é uma região do espaço atômico onde há maior probabilidade de se encontrar o elétron.

4.2.2.1. Conceitos básicos de gamaespectrometria

A radioatividade é um fenômeno natural, no qual ocorre a desintegração espontânea de alguns isótopos, mediante a emissão de partículas subatômicas alfa (α), beta (β) e radiação eletromagnética gama (γ) até atingirem uma condição estável.

As radiações alfa são núcleos de hélio, compostos por dois nêutrons e dois prótons. À medida que os núcleos se tornam maiores, a força de repulsão entre os prótons aumenta. Conseqüentemente, a energia do núcleo também aumenta, até atingir uma condição nas quais as forças de atração são incapazes de manter os núcleos unidos. Nesse caso, parte do núcleo se “solta” e é emitido na forma de uma partícula α . As

radiações β são elétrons emitidos do núcleo devido à conversão de um nêutron instável em um próton, um elétron e um neutrino. Ao emitir essas partículas, o núcleo pode permanecer ainda num estado excitado, com a energia restante sendo liberada sob a forma de raios gama. A quantidade de energia correspondente a essa diferença, que se situa na faixa de 0,1-1 MeV (Lee, 1996).

Embora muitos elementos que ocorrem naturalmente tenham isótopos radioativos, as principais fontes de radiação gama utilizadas em geofísica provêm da desintegração do Potássio 40 (^{40}K), Urânio 238 (^{238}U) e Tório (^{232}Th). Isso ocorre porque são os únicos radioisótopos que produzem raios gama de alta energia com intensidade suficiente para uso em levantamentos gamaespectrométricos.

A estimativa de concentração de potássio em rochas e solos é feita por meio da detecção de raios gama emitidos pelo ^{40}K , quando esse decai para ^{40}Ar com uma energia da radiação de 1,46 MeV. Como o ^{40}K ocorre como uma relação fixa com outros isótopos não radioativos de K no ambiente natural, a estimativa de K total é direta e os resultados são relatados em % K. Já, as concentrações de U e Th são medidas mais complexas porque nem o urânio nem o tório emitem raios gama. As estimativas são baseadas na suposição de equilíbrio de seus isótopos-filho radioativos. Esses isótopos podem ser o ^{214}Bi e o ^{208}Tl , com energias centradas, respectivamente, em 1,76 e 2,615 MeV (Wilford et al., 1997). As estimativas do U e Th por espectrometria gama são, portanto, indiretas e os resultados são relatados como ppm de U equivalente (Grasty et al., 1997; Gunn, 1998). Enquanto o Th raramente ocorre fora do equilíbrio na natureza, o desequilíbrio na série do U é comum e pode ocorrer em diversas posições da série. Por exemplo, o gás radônio (^{222}Rn), formado durante o decaimento do ^{238}U , pode escapar do solo ou rocha para a atmosfera, levando a um desequilíbrio entre o volume de ^{238}U e o volume de ^{214}Bi e erros de medida podem ocorrer (Minty, 1997).

O objetivo da gamaespectrometria é monitorar três janelas espectrais centradas nos picos de 1,46 MeV (^{40}K), 1,76 MeV (^{214}Bi) e 2,62 MeV (^{208}Tl), onde ocorrem naturalmente os isótopos correspondentes às radiações devidas ao potássio, ao urânio e ao tório (ou de elementos resultantes de seu decaimento). A radioatividade total é obtida por meio da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para contagem total, de 0,5 até 3 MeV, (Grasty et al., 1985). Um processo de calibração permite que a quantidade da radiação, medida em

cintilações por segundo (cps), seja expressa em percentagem (caso do K), ou ppm (caso do U e Th) (Hansen, 1975).

4.2.2.2. *Gamaespectrometria em rochas e minerais*

Noventa por cento dos raios gama são emanados pela camada superficial de solo ou rocha, compreendida entre 30 e 45 cm de profundidade. A intensidade desta radiação, emitida pela superfície, se relaciona com a mineralogia e a química das rochas originais e com o tipo de intemperismo atuante sobre estes minerais (Wilford et al., 1997).

Estima-se que a abundância crustal média de K está na faixa de 2 – 2,5%, ocorrendo, principalmente em rochas compostas por feldspato e mica. Já o U e Th possuem estimativas crustais relativamente baixas, com média de 2 – 3 ppm e 8 – 12 ppm, respectivamente. O U tende a aparecer em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos e alguns folhelhos, em minerais como zircão e monazita. Como o U, o tório é um constituinte menor na crosta e ocorre em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão. Tanto o Th como o U têm suas concentrações elevadas quando o conteúdo de K e sílica é maior, isto é, rochas ácidas tem uma concentração de radioelementos maior que nas rochas básicas e ultrabásicas (Dickson & Scott, 1997) normais. Entretanto, para rochas fortemente alcalinas estas relações podem não ser tão claras.

Durante o intemperismo químico e físico, radioelementos presentes na rocha podem ser transportados, redistribuídos e incorporados no regolito, criando um novo conjunto de respostas. Os efeitos do intemperismo químico dependem primordialmente das características de acidez e salinidade da água, desde que essas características sejam suficientes para remover e reprecipitar os rádio-elementos. Já o intemperismo físico permite a mobilização mecânica dos minerais portadores de radio-elementos “in natura” durante a erosão e o ciclo sedimentar. Produtos formados nos dois processos têm propriedades radiométricas distintas (Gunn, 1998).

Com o intemperismo in situ, os minerais hospedeiros do K são destruídos pela lixiviação desse elemento que pode ser incorporado por minerais de argila formados no processo (Dickson & Scott, 1997).

Como o U tem maior mobilidade em condições de oxidação a baixa temperatura do que o K e o Th, ocorre a diminuição da concentração de U e as rochas formadas

como resultado do processo de intemperismo químico terão assinaturas específicas de K e Th. Em soluções ácidas nas quais pode haver a absorção por argilas e precipitação em associação com óxidos de Fe e carbonatos é possível ocorrer um aumento na concentração do U próximo à superfície ou nos locais de deposição do material transportado (Dickson & Scott, 1997). O Th que for liberado durante o intemperismo pode acumular em argilas e em óxidos de Fe ou Ti *in situ* ou no local de deposição (Dickson & Scott 1997; Gunn 1998).

Levantamentos e mapas radiométricos são aplicáveis em diversas áreas da ciência. Eles possuem informações geológicas e geofísicas para o mapeamento geoquímico, geologia estrutural e, principalmente, para a prospecção mineral.

Carbonatitos, que podem conter Cu, Fe, Nb, fosfato e minerais de Terras Raras, são tipicamente identificados por anomalias magnéticas circulares e concêntricas e geralmente são enriquecidos em U e Th, o que melhor os caracteriza (Gunn, 1998).

4.2.2.3. Amostragem de gamaespectrometria

O estudo gamaespectrométrico obedeceu à mesma metodologia que o estudo de susceptibilidade magnética: medições de 1295 amostras de rocha, em 73 furos de sondagem, que variam de 100 a 150m de profundidade, do depósito de nióbio do Morro do Padre, em Catalão II. Não foi utilizado as amostras de solo acima dessa profundidade.

Os dados foram obtidos medindo as amostras em intervalos de 2,5m em 2,5m (igual ao espaçamento utilizado para amostragem geoquímica do minério), em rocha fresca dos testemunhos de sondagem.

O equipamento utilizado foi o gamaespectrômetro portátil GR-320, fabricado pela Exploranium, do Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília (Figura 4.5).

Os gamaespectrômetros são aparelhos que separam a radiação gama em várias componentes de energia. O detector, geralmente de cristais de iodeto de sódio ativado por tálio (NaI (Tl)), absorve a radiação gama e a transforma em pulsos luminosos ou cintilações. Estas cintilações são convertidas em sinais elétricos (diferença de potencial) proporcionais à intensidade da luz. Em seguida, as medidas em volts são separadas em classes, dependendo da magnitude, de modo a se obter um espectro de energia dos raios

gama incidentes (Hansen, 1975). O gamaespectrômetro portátil GR-320 versão 3.02 compõe-se de 2 módulos, sonda e console. A sonda tem formato cilíndrico, com um invólucro de alumínio que contém o detector, no caso 0.35 L de cristais de iodeto de sódio ativado por tálio (NaI (Tl)) e o console contém os circuitos para armazenagem e processamento dos sinais medidos. O equipamento registra 256 canais de informações na faixa de energia de 0 a 3,0 MeV, sendo 4 canais correspondendo a contagem total, K, U e Th. Cada canal registra todos os raios gama absorvidos no detector com energia dentro de uma faixa de 11,7 keV.



Figura 4.5 - Aparelho gamaespectrômetro portátil GR-320, fabricado pela Exploranium, utilizado no levantamento de dados.

As medidas foram feitas a partir de testemunhos de sonda dentro de uma caixa, anteriormente vazia e limpa, para que a altura entre o aparelho e a amostra fosse sempre constante. Isto minimiza os efeitos de variações locais e distribuição de radioelementos. No início de cada turno eram feitas medidas sem amostra a fim de ter valores de referência para o *background*. Segundo Lovborg e Mose (1987), o tempo necessário para uma medida depende da radioatividade da fonte e da precisão requerida da medição. Eles obtiveram equações fornecendo o tempo de contagem para estimativas de

K, U e Th em um detector GR-320, de 350 cm³ de NaI(Tl), com 10% de erro para várias razões de K, U e Th nas rochas. Eles sugerem 2 minutos para rochas de radioatividade elevada e 6 minutos para radioatividade baixa. Antes de começar o trabalho foram feitos testes de calibração e testes para estimar o tempo necessário para uma medida. Embora, estatisticamente, não tenha ocorrido grande variação para esse intervalo, resolvemos trabalhar com uma duração de 5 minutos.

Optou-se por trabalhar com um número de contagens, N, registrado nas janelas de energia para K, U e Th e um tempo de contagem, $t = 5$ minutos. Estas medidas são convertidas automaticamente para taxa de contagem $n = N/t$ (cpmin) e, conseqüentemente, estimadas as concentrações de K, U e Th nas rochas. A expressão dos dados em cpmin (ou cps, cintilações por segundo) não é recomendável, isto porque as taxas de contagem dependem não só das concentrações dos radioelementos, mas também do tamanho e eficiência do detector, e no caso de deslocamento aéreo, da altitude do vôo. (Minty, 1997). Porém, como não há mudança na altura entre sensor e alvo deste levantamento, essas medidas são consideradas confiáveis.

Após esse processo de medição, os dados foram transferidos para um computador, de onde foi possível extrair as informações necessárias para o estudo.

5 MÉTODOS ESTATÍSTICOS

Os dados geológicos apresentam certas peculiaridades que os distinguem daqueles de outras ciências, pois geralmente são produtos de fenômenos naturais e, portanto sem controle do pesquisador. O geólogo, ao iniciar seu trabalho, deve analisar o material à disposição com base nos propósitos da pesquisa. Isso orientará a amostragem, a qual fornecerá os dados que possibilitarão escolher os métodos estatísticos válidos para a pesquisa e produzir os resultados adequados para interpretação.

Neste capítulo, estão descritas as técnicas estatísticas utilizadas no tratamento dos dados.

5.1. Distribuição Normal ou de Gauss

Medidas repetidas em grandes amostras obtidas de populações naturais podem produzir uma distribuição de frequência característica. A maioria das medidas está agrupada próxima de um valor central e a frequência de ocorrência declina a partir deste ponto para ambos os lados (valores menores e maiores). Chamamos este tipo de distribuição de Distribuição Normal ou de Gauss.

Como em todas as distribuições de frequência, podemos definir a área total sob a curva normal como sendo igual a 1 ou 100%, de modo a calcular probabilidades diretamente a partir da curva.

As distribuições possuem certas características, tais como seus pontos centrais, medidas indicativas da quantidade de espalhamento e medidas de simetria da distribuição. Estas características são conhecidas como parâmetros se eles descrevem populações e estatísticas se referem às amostras. Estatísticas podem ser usadas para estimar parâmetros de populações e testar hipóteses sobre populações.

A moda é o valor que ocorre com maior frequência. Numa distribuição assimétrica, a moda é o ponto mais alto na curva de frequência.

A mediana é o valor a meio caminho na distribuição de frequência.

A média é uma palavra utilizada para média aritmética e é definida como a soma de todas as observações dividida pelo número de observações (Davis, 1986):

$$\mu = (\sum x) / n$$

Sendo:

x= valor de cada amostra

n= número de amostras

Quando a distribuição dos dados é normal ou próxima dele, a melhor medida de localização do centro é a média. Como essa distribuição é uma das mais importantes e surge com mais frequência nas aplicações, a média torna-se o parâmetro mais robusto quando comparado aos demais (Davis, 1986).

Outro aspecto característico de uma curva de distribuição é o espalhamento ou dispersão em torno da média. Várias medidas desta propriedade têm sido sugeridas, mas somente duas são extensivamente usadas: **variância e desvio padrão**.

A variância da população é o desvio médio quadrático a partir da média da população e é definida pela equação:

$$\sigma^2 = [\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2] / n$$

Sendo:

x_i = valor de cada amostra

μ = média da população

n= número de amostras

O desvio padrão da amostra será representado pela letra s e é obtido a partir da raiz quadrada da variância. Um desvio padrão pequeno indica que as observações estão concentradas próximas da média. Um desvio padrão grande indicada que os valores estão amplamente espalhados em torno da média. A amostra que possuir maior variância ou desvio padrão tem o maior espalhamento entre as observações, desde que todas as medidas tenham as mesmas unidades.

5.2. Variação conjunta de duas variáveis

Em muitos problemas geológicos, mais de uma variável é medida em cada unidade observacional. Às vezes, torna-se importante avaliar as relações entre as duas variáveis; quando se trata, por exemplo, de medidas geoquímicas em amostras.

Procedimentos computacionais usados para calcular a variância de uma só variável podem ser estendidos para obter uma medida da variabilidade mútua de um par de variáveis.

Esta medida, chamada de **covariância**, é a variação conjunta de duas variáveis em torno da média comum a elas. Como a variância mede o espalhamento de observações em torno de um valor central, a **covariância** mede a distribuição dos valores em torno da média comum.

Para calcular a covariância é preciso, primeiro, calcular uma quantidade chamada de **soma corrigida dos quadrados**, cuja fórmula computacional é:

$$SP_{jk} = \sum_{i=1}^n (x_{ij} x_{ik}) - \left[\frac{\sum_{i=1}^n x_{ij} \sum_{i=1}^n x_{ik}}{n} \right]$$

Sendo:

SP_{jk} = soma corrigida dos quadrados
 x_{ij} = valor da variável j para cada amostra i
 x_{ik} = valor da variável x para cada amostra i
n = número de amostras

A covariância é obtida dividindo SP por n-1:

$$cov_{jk} = SP_{jk} / (n-1)$$

Sendo:

cov_{jk} = covariância entre as amostras
 SP_{jk} = soma corrigida dos quadrados
n = número de amostras

A fim de estimar o grau de inter-relação entre variáveis, de um modo sem ser influenciado pelas unidades de medida, é preciso calcular o **coeficiente de correlação**, uma medida adimensional da variação conjunta e varia de -1 a +1:

$$r_{jk} = cov_{jk} / (s_j s_k)$$

Sendo:

- r_{jk} = coeficiente de correlação
- COV_{jk} = covariância entre as amostras
- s_j = desvio padrão da variável j
- s_k = desvio padrão da variável k

5.3. Distribuição T e o teste-t.

Um aspecto relevante quando se trabalha com amostras retiradas de populações das quais não conhecemos os parâmetros é a incerteza introduzida nas estimativas dos dados. Para que essa incerteza seja levada em conta, usa-se uma distribuição de probabilidade que tenha espalhamento maior que a distribuição normal, isto é uma **distribuição t**.

Essa distribuição é similar à distribuição normal, porém dependente do tamanho da população. Quando o nº de observações se aproxima de infinito, as distribuições t e normal são idênticas.

Testes chamados testes-t são úteis para estabelecer a possibilidade de que uma dada amostra possa ser membro de uma população com características especificadas ou para testar hipóteses sobre a equivalência entre duas populações ou amostras.

No presente trabalho, utilizou-se o teste t para verificar a equivalência entre duas amostras ou, alternativamente, se as duas amostras foram obtidas da mesma população.

A hipótese testada é:

- Hipótese aceita $H_0 \rightarrow \mu_1 = \mu_2$

A alternativa é:

- Hipótese aceita $H_0 \rightarrow \mu_1 \neq \mu_2$

Especifica-se um nível de significância para o teste. O nível de significância reflete o risco de o pesquisador rejeitar uma hipótese verdadeira.

O teste-t terá a forma:

$$T = (\mu_1 - \mu_2) / S_e$$

Sendo:

T = estatística t

μ_1 = média da população 1

μ_2 = média da população 2

S_e = erro padrão

O erro padrão se deve ser baseado nas características das duas populações:

$$S_e = s_p \sqrt{(1/n_1 + 1/n_2)}$$

Sendo:

S_e = erro padrão

s_p = estimativa integrada

n_1 = número de amostras da população 1

n_2 = número de amostras da população 2

Para calcular o erro padrão é preciso avaliar a estimativa integrada, s_p , do desvio padrão. Esse dado é obtido pela combinação das variâncias dos dois conjuntos de dados:

$$s_p^2 = (n_1 - 1) \sigma_1^2 + (n_2 - 1) \sigma_2^2 / n_1 + n_2 - 2$$

Sendo:

s_p = estimativa integrada

n_1 = número de amostras da população 1

σ_1 = variância da população 1

n_2 = número de amostras da população 2

σ_2 = variância da população 2

Os graus de liberdade (v) representam o número de observações em excesso, em relação àquelas necessárias para estimar os parâmetros da população. É calculado por:

$$v = n_1 + n_2 - 2$$

Sendo:

v = graus de liberdade

n_1 = número de amostras da população 1

n_2 = número de amostras da população 2

A hipótese nula é rejeitada para valores muito maiores ou muito menores, ou seja, a área de rejeição de H_0 será igual ao nível de significância dividido por dois, em cada extremidade da curva da distribuição t. Os valores críticos obtidos da tabela t dependerão dos graus de liberdade e do nível de significância.

Se o valor obtido para a estatística t é menor que o valor crítico, a hipótese nula é válida. Conclui-se, então, que não há evidência que as duas populações possuem médias diferentes, sendo, portanto, a mesma população (Davis, 1986).

5.4. Distribuição F e o teste- F

Testes para determinar igualdade de variâncias são baseados numa distribuição de probabilidade chamada distribuição F .

Esta é a distribuição teórica de valores que seriam esperados pela amostragem aleatória de uma distribuição normal e, para todos os pares possíveis, calculada a relação:

$$F = \sigma_1^2 / \sigma_2^2$$

Sendo:

s_1 = variância da população 1

s_2 = variância da população 2

A forma da distribuição F varia com o tamanho da população. O numerador será, sempre, a variância de maior valor absoluto, tornando a estatística F positiva e sempre maior que 1. Desta maneira, os testes- F serão sempre realizados na extremidade superior da curva da distribuição F .

Trabalha-se com a hipótese de que as duas amostras foram retiradas de populações tendo variâncias iguais.

- Hipótese aceita $H_0 \rightarrow \sigma_1^2 = \sigma_2^2$
- Hipótese rejeitada $H_1 \rightarrow \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$

Obtêm-se, a partir da tabela F , que o valor crítico para um nível de significância de α , y_1 graus de liberdade para o numerador e y_2 graus de liberdade para o denominador, é X . Se o valor da estatística F é menor que o valor crítico X , significa que estamos na região de aceitação da hipótese H_0 . Deste modo, não haveria razão para afirmar que as populações possuem variâncias diferentes e sejam conseqüentemente, populações diferentes. A alternativa de rejeição H_1 seria válida se o valor estatístico fosse maior que X (Davis, 1986).

5.5. Classificação não supervisionada

A análise estatística multivariada de dados magnéticos e de espectrometria de raios gama tem sido aplicada em geologia com o objetivo de sintetizar informações, agrupando características geológicas e permitindo a classificação e a relação dos mesmos com ambientes geológicos (Pires & Harthill, 1989; Pires, 1990).

Esses autores aplicaram a análise de agrupamento (G-mode, K-médias, Q-mode) em áreas do Estado de Goiás e concluíram que ao integrarem dados magnéticos residuais e de espectrometria de raios gama, contagem total (CT), potássio (K), tório (eTh) e urânio (eU), obtinha-se uma boa correlação entre os resultados obtidos e o mapa geológico.

O método de classificação não supervisionada é utilizado para identificar grupos homogêneos dentro de um conjunto de dados, que inicialmente são desconhecidos. Um dos algoritmos estatísticos de classificação não supervisionada mais conhecido é do k-médias (*k-means*) (Davis, 1986).

A idéia do algoritmo K-Means é fornecer uma classificação de informações de acordo com os próprios dados. Essa classificação é baseada em análise e comparações entre os valores numéricos dos dados. Desta maneira, o algoritmo automaticamente vai fornecer uma classificação sem a necessidade de nenhuma pré-classificação existente.

O algoritmo de classificação por k-médias inicialmente divide o conjunto de amostras em k grupos. Calcula-se a média de cada grupo, e em seguida calcula-se a diferença Euclidiana entre o valor de cada amostra e a média calculada. Cada amostra é deslocada para o grupo correspondente ao vetor médio do qual ele está mais próximo. Com este novo rearranjo dos pontos em K grupos, novas médias são calculadas. O processo de re-alocação de amostras a novos grupos cuja média é a mais próxima delas continua até que se chegue a uma situação em que todas as amostras já estejam nos grupos com valores de média mais próxima e as amostras não possam mais ser agrupadas, atingindo, assim, o mínimo erro possível (Davis, 1986).

5.6. Regressão Múltipla

A Regressão Múltipla é um dos inúmeros modelos estatísticos explanatórios causais referentes ao tratamento de séries temporais de dados. Sua base estatística

advém da Regressão Linear, que se restringe a duas variáveis e a apenas uma equação funcional do primeiro grau ($Y = a + bX$) de ajustamento.

Sua aplicação é especialmente importante porque permite que se estime o valor de uma variável com base num conjunto de outras variáveis. Quanto mais significativo for o peso de uma variável isolada, ou de um conjunto de variáveis explicativas, tanto mais se poderá afirmar que alguns fatores afetam mais o comportamento de uma variável de resposta especificamente procurada do que outros.

O formato geral da equação de Regressão Linear Múltipla é:

$$Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_kX_k$$

Sendo:

Y = Variável Dependente

a = coeficiente técnico, fixo a um valor de base a partir do qual começa Y (intercepto múltiplo)

b_k = corresponde aos coeficientes técnicos atrelados às variáveis independentes (coeficientes de regressão)

X_k = variáveis independentes

A análise de regressão múltipla é *trabalhosa* porque envolve a construção e multiplicação de matrizes tanto maiores quanto maior for o número de variáveis independentes analisadas. Assim, é necessário realizar tal análise em computadores. Para este trabalho, a análise estatística de regressão múltipla foi feita por meio do *software* MINITAB 15.0.

6 DISCUSSÕES

Os resultados geofísicos obtidos neste trabalho podem ser comparados com os dados de geoquímica de exploração.

A Tabela 6.1 mostra que os valores nas medidas de gamaespectrometria, susceptibilidade magnética, Nb_2O_5 (%), P_2O_5 (%) e Fe_2O_3 (%) no nelsonito são maiores que nas demais rochas. Isso é resultado da presença de pirocloro (Nb_2O_5 (%)), apatita (P_2O_5 (%)) e magnetita (Fe_2O_3 (%)) e minerais ricos em K (como tetra-ferriflogopita), U e Th (minerais ricos em ETR, como monazita). Essa diferença é ainda maior nos dados de susceptibilidade magnética, podendo chegar a um contraste de mais de 10X.

Os valores das demais rochas são muito similares entre si, com exceção de CaO (%), que é obviamente maior no carbonatito.

CT, K, U e Th possuem distribuição aproximadamente normal. A susceptibilidade magnética tem distribuição fortemente não normal, refletindo o fato que a maioria das rochas do complexo são pouco ou não magnéticas (e.g. carbonatito, fenito, piroxenito e picrito) (Figura 6.3).

Análises estatísticas indicam correlação positiva entre os dados geofísicos e geoquímicos (Tabela 6.2).

Tabela 6.1 – Estatística básica das amostras do depósito de Nb do Morro do Padre. TO = total das amostras, CB = carbonatito, FN = fenito, FL = flogopitito, NL = nelsonito, PI = picrito e PX = piroxenito. Min = valor mínimo, Max = valor máximo Med. = media aritmética e D.P. = Desvio Padrão. Os dados geoquímicos representam uma amostragem de 2,5m de rochas neste intervalo.

	CT				Th (cps)				K (cps)				U (cps)			
	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.
TO	22,2	339,1	226,3	14,2	14,8	30,5	16,9	1,46	26,7	45,4	29,1	1,2	16,4	33,0	18,1	1,0
CB	205,3	308,8	224,4	8,4	15,2	26,0	16,7	0,9	26,9	45,4	29,0	1,0	16,6	33,0	18,0	0,9
FN	22,2	260,5	221,0	13,3	14,8	19,6	16,4	0,6	26,7	34,4	28,8	0,7	16,4	23,0	17,8	0,6
FL	210,7	233,9	217,0	7,0	15,4	16,7	16,0	0,4	27,9	30,7	28,7	0,9	16,8	19,8	17,6	0,9
NL	216,1	339,1	248,4	20,4	16,3	30,5	19,5	2,4	27,5	37,0	30,6	1,6	17,1	25,3	19,4	1,2
PI	214,0	303,4	222,9	13,8	15,6	20,3	16,4	0,7	27,8	38,0	28,8	1,6	16,9	27,6	18,1	1,6
PX	224,0	230,6	226,8	2,5	16,6	17,4	16,9	0,3	28,9	29,6	29,2	0,3	18,0	19,0	18,3	0,3
	Average Susceptibility (SI) *				Nb ₂ O ₅ (%)				CaO (%)				Fe ₂ O ₃ (%)			
	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.
TO	0,00	2261,3	187,9	453,7	0,00	7,9	0,5	0,8	0,0	65,3	20,0	11,5	0,0	73,0	12,8	11,4
CB	0,00	2152,7	66,2	240,7	0,00	7,9	0,4	0,7	0,0	65,3	23,9	12,3	0,6	60,0	9,4	8,1
FN	0,00	1631,0	37,0	184,7	0,00	2,7	0,3	0,4	0,0	52,6	13,4	7,4	0,0	73,0	11,2	8,4
FL	0,33	10,6	2,0	3,4	0,01	0,8	0,3	0,3	14,7	23,0	17,9	2,9	6,6	16,0	9,3	2,9
NL	0,57	2261,3	1197	524,2	0,07	5,0	1,6	0,8	5,6	42,1	14,9	5,7	10,9	53,0	34,3	9,9
PI	0,00	798,7	74,7	125,3	0,00	1,7	0,3	0,4	7,6	34,2	14,2	5,5	6,0	35,2	14,2	6,2
PX	0,30	450,3	85,5	158,3	0,01	0,1	0,0	0,1	4,2	21,3	10,4	6,4	7,3	33,8	17,4	9,7

Tabela 6.1 – Continuação.

	P₂O₅ (%)				SiO₂ (%)				Al₂O₃ (%)				BaO (%)			
	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.	Min.	Max.	Med.	D.P.
TO	0,0	14,7	2,4	2,0	0,0	73,5	24,9	13,8	0,0	24,6	5,6	3,6	0,0	17,1	0,8	1,5
CB	0,0	12,4	2,3	1,7	0,0	56,7	22,6	12,2	0,0	13,7	5,1	3,1	0,0	17,1	0,9	1,8
FN	0,0	11,5	1,5	1,3	0,0	73,5	35,7	13,4	0,0	24,7	8,6	3,7	0,0	6,7	0,7	1,1
FL	1,2	3,6	2,1	0,9	14,7	33,8	26,6	5,7	3,2	7,8	6,1	1,4	0,2	1,3	0,7	0,4
NL	0,6	14,7	4,7	2,7	1,7	38,4	12,7	6,9	0,1	9,2	2,1	1,8	0,0	7,2	0,8	1,0
PI	0,7	9,5	2,4	1,7	10,4	44,2	30,8	8,8	0,6	12,1	5,5	2,5	0,0	6,8	0,9	1,2
PX	0,2	2,3	0,9	0,7	25,1	50,4	37,6	7,7	2,8	7,9	5,2	1,6	0,0	1,4	0,3	0,5

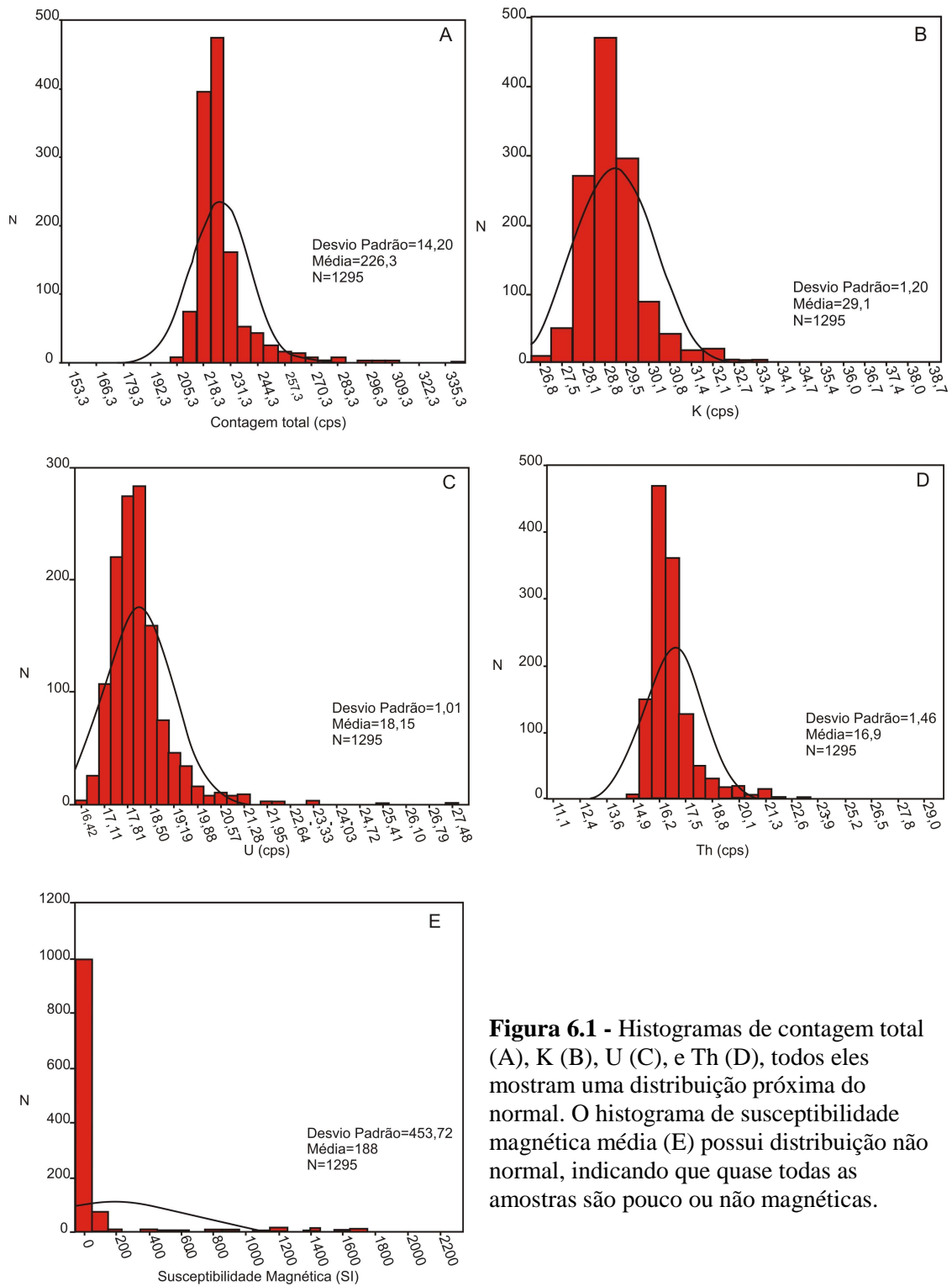


Figura 6.1 - Histogramas de contagem total (A), K (B), U (C), e Th (D), todos eles mostram uma distribuição próxima do normal. O histograma de susceptibilidade magnética média (E) possui distribuição não normal, indicando que quase todas as amostras são pouco ou não magnéticas.

Tabela 6.2 – Dados de correlação mostrando correlação positiva entre os canais geofísicos e entre Nb₂O₅, Fe₂O₃, Th acima ou próximo a 60%.

	CT	K (cps)	U (cps)	Th (cps)	Av. Susc. (SI)	Nb ₂ O ₅ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	P ₂ O ₅ (%)
CT	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K (cps)	0,778	-	-	-	-	-	-	-	-
U (cps)	0,775	0,739	-	-	-	-	-	-	-
Th (cps)	0,875	0,726	0,694	-	-	-	-	-	-
Av. Susc. (SI)	0,522	0,426	0,449	0,574	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅ (%)	0,498	0,385	0,401	0,591	0,484	-	-	-	-
CaO (%)	-0,42	- 0,079	- 0,025	- 0,050	-0,146	-0,129	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (%)	0,442	0,354	0,380	0,500	0,712	0,653	- 0,324	-	-
P ₂ O ₅ (%)	0,449	0,386	0,446	0,470	0,409	0,604	0,150	0,491	-

Os três radioelementos mostram correlação positiva entre si (próxima de 70%). Tório tem correlação positiva com Nb₂O₅ e Fe₂O₃ próximo de 60%. Em relação à susceptibilidade magnética, essa correlação cai para aproximadamente 50%. Esses valores são considerados muito bons, visto a variação litológica da rocha e tratando-se de medições indiretas.

Utilizando a classificação não supervisionada por médias-k (Davis, 1986), foi possível dividir as amostras em duas classes, com base nos dados de gamaespectrometria e de susceptibilidade magnética. A classe 1 consiste em 12,36% das amostras, nas quais 9,51% (ou 77%) são aos nelsonitos. A classe 2 consiste em 87,64% do total das amostras, sendo 96% representados por carbonatitos e fenitos. Podemos sugerir que a classe 1 é representada por nelsonitos, enquanto a classe 2 é representada por demais rochas.

6.1. Nelsonito

Nelsonito pode ser dividido em duas subclasses 1a e 1b, com base na classificação não supervisionada por medias-k para medidas radiométricas – utilizando o software SPSS 10.01 (1999).

O grupo 1a compreende 59,18% e o tipo 1b compreende 40,82% dos nelsonitos, sendo que a população 1a possui valores maiores nos canais de CT, K, U e Th em relação à 1b (Tabela 6.3 e Figura 6.4).

Tabela 6.3 – Média aritmética e desvio padrão das duas populações de nelsonito. Observe que a população 1a possui valores maiores nos canais de CT, K, U e Th, quando comparados com a população 1b.

Populations	CT	K	U	Th
1a	259,97±18,48	31,56±1,47	20,12±1,14	20,78±2,38
1b	231,75±7,08	29,31±0,71	18,49±0,59	17,62±0,81

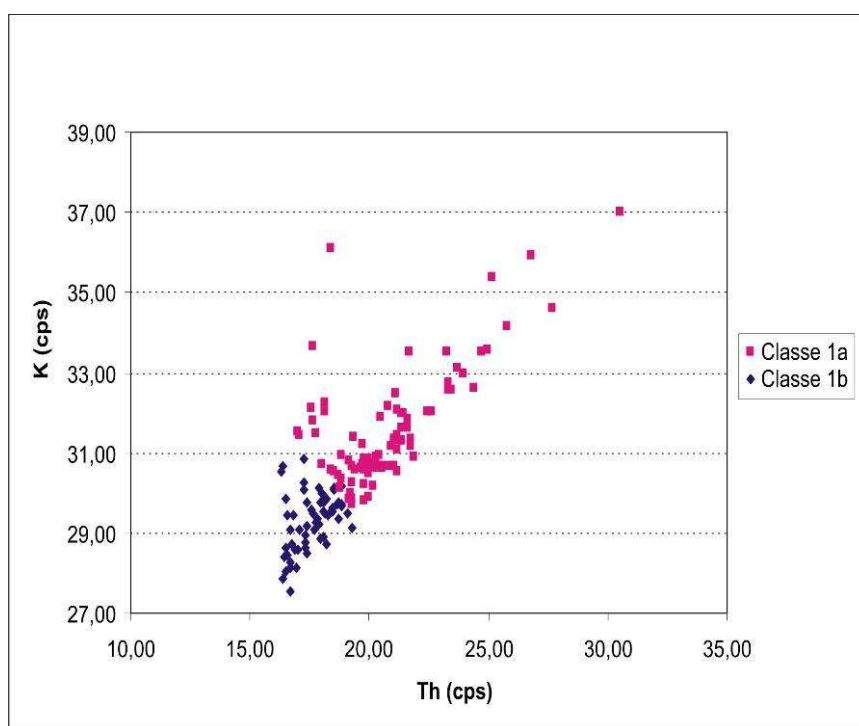


Figura 6.2 – Classificação não-supervisionada por medias k, baseada nas medidas radiométricas. Nelsonito pode ser dividido em duas sub-classes: 1a e 1b, a qual 1ª possui valores maiores nos canais de K (cps) e Th (cps).

Embora as diferenças entre as populações não sejam evidentes na petrografia e nas análises de geoquímica de exploração, dados geofísicos mostram que, estatisticamente, trata-se de duas populações distintas. Essas estatísticas foram baseadas nos testes t e F, que verificam a não diferença entre as variâncias (teste F) e as médias

1 (teste t) entre as populações (Davis, 1986). Foram feitos os testes para os canais de CT, K e Th. A tabela 6.4 mostra os valores obtidos por esses testes, rejeitando a hipótese de não diferença para um nível de significância de 95%.

Tabela 6.4 – Valores dos testes t e f e seus valores críticos para as populações de nelsonito.

Populações	Teste t	Valores Críticos Teste t	Teste F	Valores Críticos Teste F	Nível de Significância
CT	69,90	1,96	6,81	1,62	95%
K	12,90	1,96	4,28	1,62	95%
Th	9,19	1,96	8,54	1,62	95%

Além disso, Palmieri e colaboradores (2010) descobriram duas populações de nelsonito, baseados em geoquímica de rocha. Uma população possui teores de Th e K maiores que a outra.

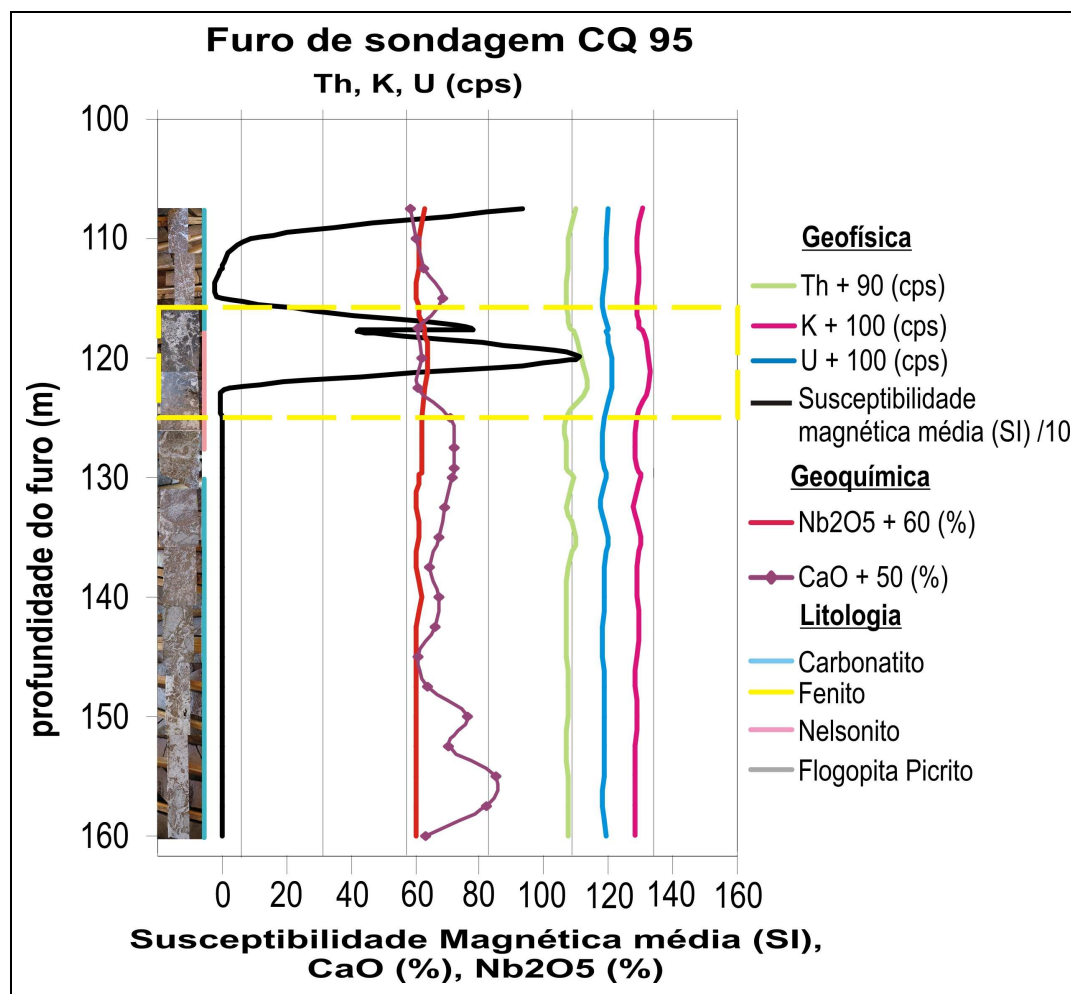


Figura 6.3 – Log geofísico do furo de sonda CQ95, mostrando a correlação evidente entre nelsonito e as anomalias positivas de susceptibilidade magnética e os canais K,U e Th (destaque em amarelo).

Perfis verticais (e.g. furo CQ95) mostram que o nelsonito é caracterizado por uma forte anomalia positiva de susceptibilidade magnética e por anomalias positivas nos canais de K (cps), U (cps) e Th (cps) (Figura 6.5).

Podemos observar que no nelsonito há um decréscimo no valor do pico de susceptibilidade magnética. Isso ocorre porque as medidas de susceptibilidade magnética, ao contrário das medidas radiométricas, são pontuais e essa foi feita em um bolsão de carbonatito granular em meio de diques de nelsonito. Observe que esse carbonatito contém grãos de magnetita: a anomalia de susceptibilidade magnética não se aproxima de zero. A rocha representa a segunda geração de carbonatitos presentes no depósito (Figura 6.6).

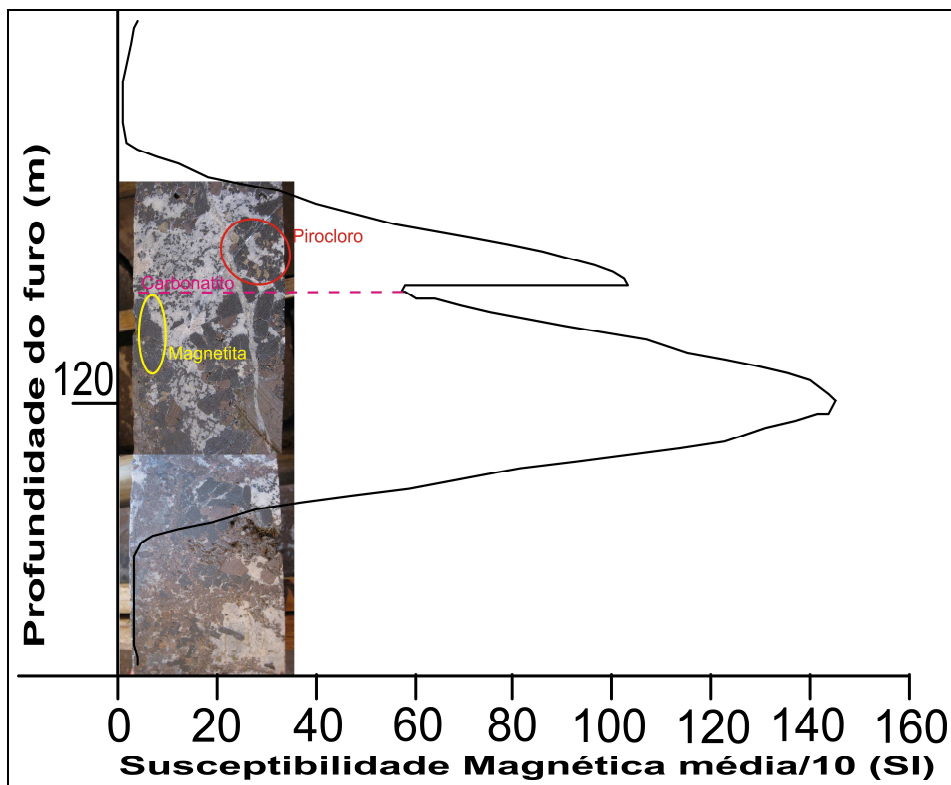


Figura 6.4 – Log geofísico do furo de sonda CQ96, mostrando o decréscimo da anomalia positiva de susceptibilidade magnética, devido aos bolsões de carbonatito presentes no dique de nelsonito. Pirocloro são grãos amarronzados, carbonatito é a massa de cor branca e magnetita são os grãos de cor cinza escuro.

De acordo com as análises de dados da tabela 6.1 e os perfis verticais geofísicos, conclui-se que para os levantamentos geofísicos feitos durante a campanha de sondagem, dados de susceptibilidade magnética caracterizariam muito bem a rocha hospedeira de minério.

6.2 Carbonatito

Estudos petrográficos e dados de gamaespectrometria mostram dois tipos de carbonatito no depósito.

De acordo com a figura 6.7, o carbonatito compreende um pico de CaO, sendo que o primeiro tipo é definido por uma anomalia positiva de U e K. Por outro lado, o segundo tipo não mostra essas anomalias. Nota-se que o pico de Th não aparece nos carbonatitos. Os dados de CaO mostram que o primeiro tipo é mais rico em outros minerais, comparado com o segundo. Provavelmente, o primeiro carbonatito do furo CQ 137 consiste em um tetra-ferriflogopita carbonatito que corta toda a seqüência do depósito. Enquanto o segundo tipo é um carbonatito mais maciço, aproximando de um membro mais puro.

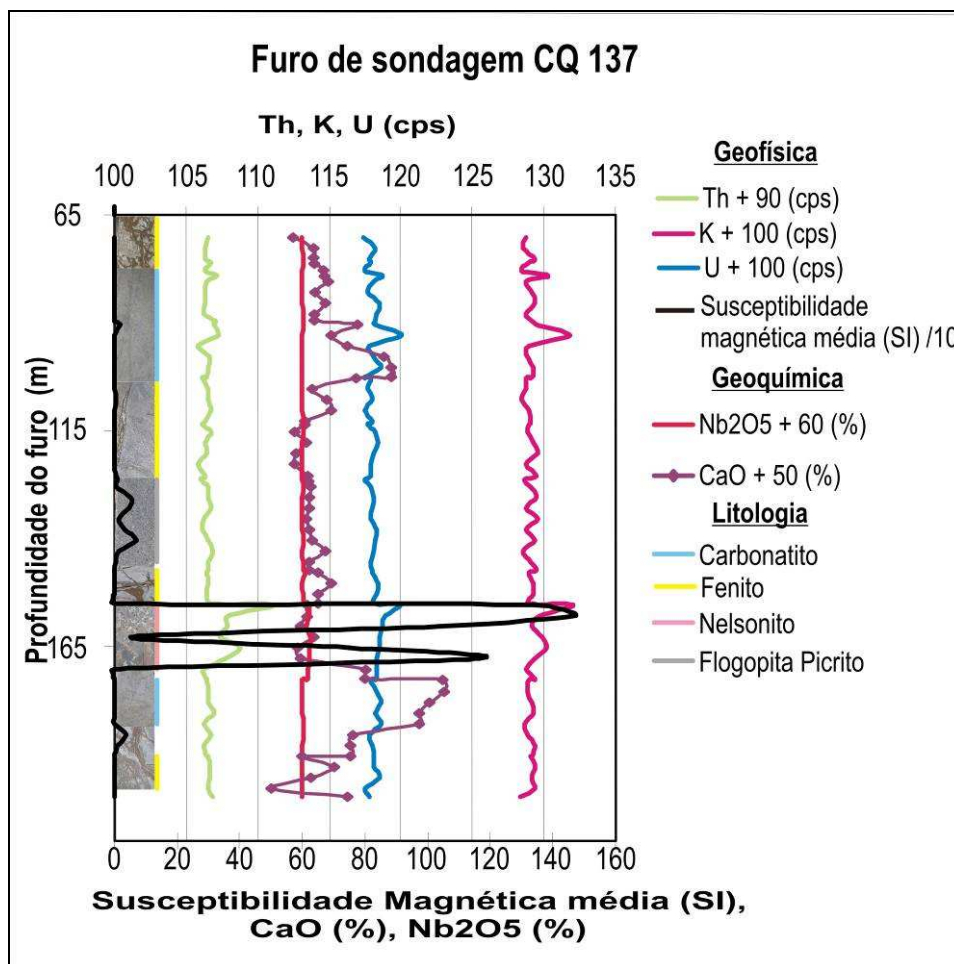


Figura 6.5 – Log geofísico do furo de sonda CQ137, mostrando a correlação evidente entre a anomalia positiva de Nb₂O₅ (%), susceptibilidade magnética (SI) e os canais K (cps), U (cps) e Th (cps).

O tratamento estatístico das medidas geofísicas foi baseado em uma classificação não supervisionada por médias k. Classificações supervisionadas, com diversas amostras como padrões, foram testadas, porém os resultados foram semelhantes ao obtido pela classificação não supervisionada.

A classe 1 corresponde a 29 amostras de carbonatito e a classe 2 a 765 amostras do total de carbonatitos, sendo que a primeira são magnetita carbonatitos, enquanto a segunda são carbonatitos não magnéticos.

Os carbonatitos não magnéticos foram reclassificados em duas famílias, de acordo com a classificação não supervisionada por médias k, nas quais 283 amostras estão na classe 2a, correspondendo a 36,99% dos carbonatitos e 482 amostras estão na classe 2b, correspondendo a 63,01% dessas rochas. A população 2a é caracterizada por um elevado teor no canal de Th (maior que 17 cps) ou, quando o Th é mais baixo que 17 cps, o canal de K é maior que 29 cps. A classe 2b possui teores mais baixos de Th e K, quando comparada à classe 2a (Figura 6.8).

As estatísticas são mostradas na Tabela 6.5.

Tabela 6.5 – Média aritmética e desvio padrão das populações de carbonatito 2a e 2b.

Populações	CT	K	U	Th
2a	228,97±3,99	29,41±0,46	18,43±0,40	17,13±0,51
2b	220,04±3,76	28,53±0,47	17,68±0,38	16,24±0,40

Embora os dados radiométricos sugiram duas populações diferentes de carbonatito, testes estatísticos sugerem que não há diferença entre essas populações (admitem que duas populações sejam diferentes quando os valores críticos dos testes t e F são menores que os resultados dos testes em questão) (Tabela 6.6).

Tabela 6.6 – Testes t e F e seus valores críticos, mostrando a não diferença entre os dois tipos de carbonatito.

Populações	Teste t	Valores Críticos Teste t	Teste F	Valores Críticos Teste F	Nível de Significância
CT	31,03	1,96	1,12	1,47	95%
K	25,19	1,96	1,04	1,47	95%
Th	67,48	1,96	1,62	1,47	95%
U	25,86	1,96	1,11	1,47	95%

Concluindo, os dados de gamaespectrometria não foram eficientes para separar as variações de carbonatitos não magnéticos deste estudo.

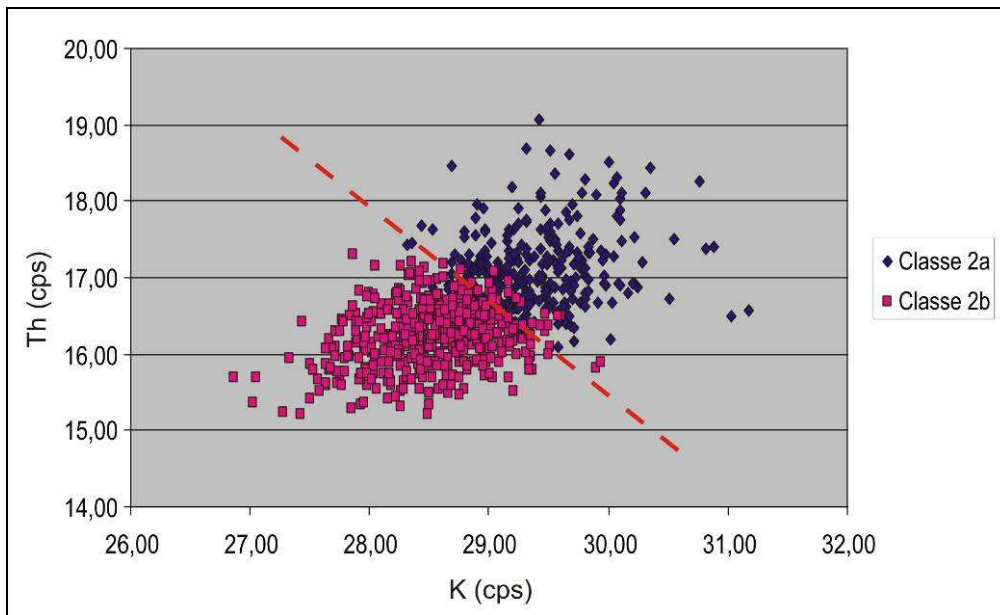


Figura 6.6 – Subdivisão das classes de carbonatito em 2 famílias (dividida pela linha tracejada em vermelho). A população 2a tem alto teor no canal de Th (mais de 17cps) ou quando o Th é mais baixo, o canal de K possui valores altos (maiores que 29cps). 2b possui valores mais baixos de Th e K quando comparados à 2a.

6.3 Outros litotipos

Flogopita picrito ocorre tipicamente em diques finos e, por isso, não são representativos para uma amostragem cujo espaçamento de 2,5m. Eles estão representados somente por seis amostras, então, optou-se por não trabalhar com essa litologia.

Os dados geofísicos não foram eficientes para separar fenitos de carbonatitos porque a assinatura entre os dois é muito similar.

Baseado na classificação não supervisionada por médias k, há uma população de fenito.

6.4 MODELAMENTO 3D

Inicialmente, os dados foram normalizados, segundo a equação:

$$N = \frac{k - \mu}{\sigma}$$

Onde:

N = valor normalizado das amostras

K = valor de cada amostra

μ = media do conjunto de amostras

σ = desvio padrão do conjunto de amostras

Foi feita uma regressão múltipla linear considerando Nb₂O₅ (%) como variável dependente e K, U, Th, susceptibilidade magnética e as razões U/Th, U/K e Th/K como variáveis independentes (usando o software Minitab[®] 15.1). A seguinte equação foi obtida:

$$\text{fator POI} = 0,224 + 2,62 [\text{Th}] + 0,166 [\text{CT}] - 0,421 [\text{K}] - 1,06 [\text{U}] - 0,000676 [\text{Susceptibilidade magnética}] - 0,863 [\text{U/Th}] + 1,17 [\text{U/K}] - 2,41 [\text{Th/K}]$$

O novo dado foi denominado Potencial Indicador de Minério (fator POI), que representa o teor de Nb₂O₅ (%) estimado com base nos parâmetros geofísicos.

Esse fator foi utilizado para o modelamento 3D da Zona Potencial Indicador de Minério utilizando o software Voxler. Voxler é um programa científico de visualização 3D, que nos permite executar e modelar a distribuição volumétrica dos dados a partir de cálculos matemáticos.

A distribuição dos furos forma uma malha irregular. Para tornar-la uma malha regular e conseqüentemente modelar os dados, foi necessário fazer uma interpolação, utilizando o algoritmo inverso da distância. Esse método foi o que obteve melhor resultado, quando comparado com as demais opções do programa: métrico e local polinomial.

A diferença entre os métodos de interpolação está nos algoritmos matemáticos utilizados para computar os pesos durante a interpolação dos nós das malhas. Por isso, esses métodos nos permitem diferentes interpretações para o mesmo conjunto de dados.

O Método de Inverso da Distância é um interpolador de média ponderada que pode fornecer tanto estimativa exata como suavizada. Durante a interpolação, são atribuídos pesos cuja influência nos dados declina com o aumento da distancia do nó do arranjo. (Davis, 1986).

No primeiro teste, foram utilizados 39,3% dos dados para o modelamento tridimensional. Porém, obteve-se alguns valores com padrões residuais muito elevados,

ou seja, resultados com grande influência nos dados. Essas amostras foram retiradas, obtendo-se um modelamento com 57,1% dos dados originais ou 1215 amostras. Resumindo: 57,1% dos dados conseguiram encaixar na equação do fator POI. Esse resultado é considerado excelente, visto a complexidade petrográfica do complexo e sua resposta por métodos indiretos.

A superfície criada pelos isovalores de POI foi denominada Zona Potencial Indicadora de Minério.

A Zona Potencial Indicadora de Minério foi definida com base nos dados geofísicos e consiste em uma região com elevados teores de Nb_2O_5 (teor de corte de 0,5%). Com base nos dados de petrografia, trata-se de uma área com alta concentração de diques de pirocloro-nelsonito, orientados segundo uma direção E-W, entre os níveis de 713m e 889m (Figura 6.9).

A parte interna dessa superfície consiste em intrusões de nelsonito, com bolsões de carbonatito ricos em sulfeto e diques de carbonatito ricos em tetra-ferriflogopita, que cortam toda a sequência. Já a parte externa é formada por rochas encaixantes (fenitos e rochas sedimentares do Grupo Araxá) e rochas da primeira geração de carbonatitos (carbonatitos brancos, homogêneos, constituído quase exclusivamente de calcita) (Figura 6.9).

A parte central do corpo é estreita. Isso pode ser em decorrência das medidas não apresentarem altos teores de POI nos furos amostrados e/ou porque há poucos furos profundos nessa área (Figura 6.9).

Furos de sondagem feitos posteriormente a essa aquisição de dados mostram que há nelsonitos nessa região. Propõe-se, então, que essas duas partes sejam unidas, formando uma área contínua e única, descartando completamente a hipótese de serem duas intrusões distintas (Figura 6.10).

A distribuição vertical da Zona Potencial Indicadora de Minério sugere que a intrusão alcalina ascendeu de uma câmara magmática mais profunda e concentrou-se próxima a esse nível de profundidade numa direção E-W. Esse fato é proposto com base em discussões feitas em outras pesquisas realizadas juntas com esta (Palmieri, 2010).

A figura 6.11 mostra o modelamento geoquímico com teor de corte de 0,5% de Nb_2O_5 . Esse modelamento foi feito com os mesmos parâmetros do modelo geofísico, para efeito de comparação.

Quando a Zona Potencial Indicadora de Minério é comparada com o modelamento geoquímico com teor de corte de 0,5% Nb_2O_5 é possível notar que aquele

é menor que este, crescendo aproximadamente de 10 a 20m em todas as direções. Além disso, há um acréscimo de área entre 8001900mN/8001800mN e 196525mE/196580mE (Figura 6.12).

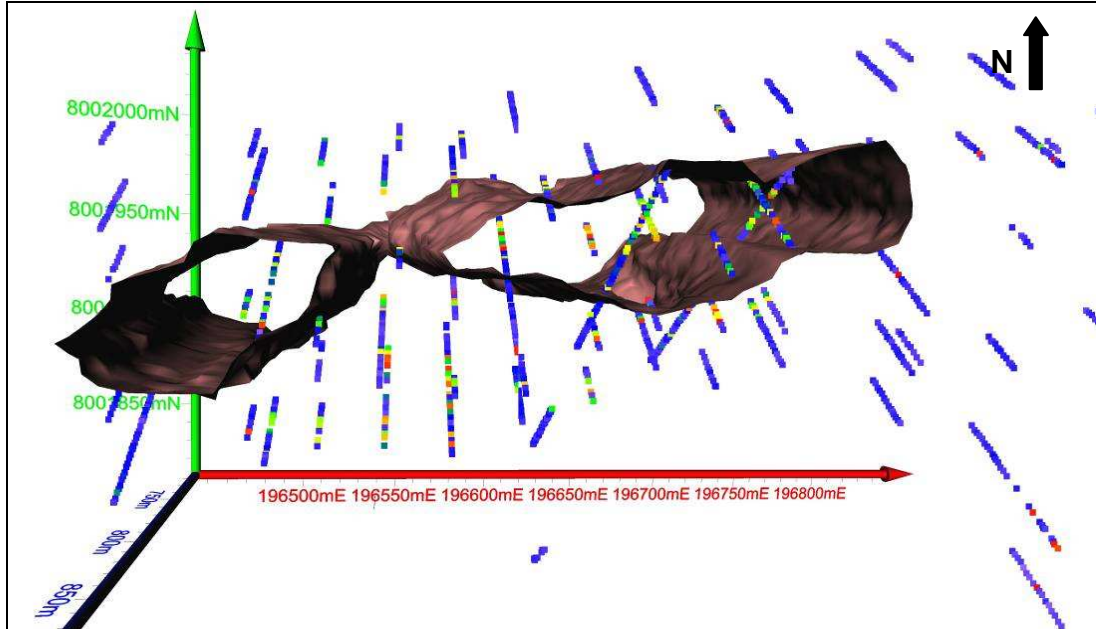


Figura 6.7 - Zona Potencial Indicadora de Minério, que corresponde à superfície rica em pirocloro-nelsonito, com teor de corte de 0.5% Nb₂O₅. (vista de cima).

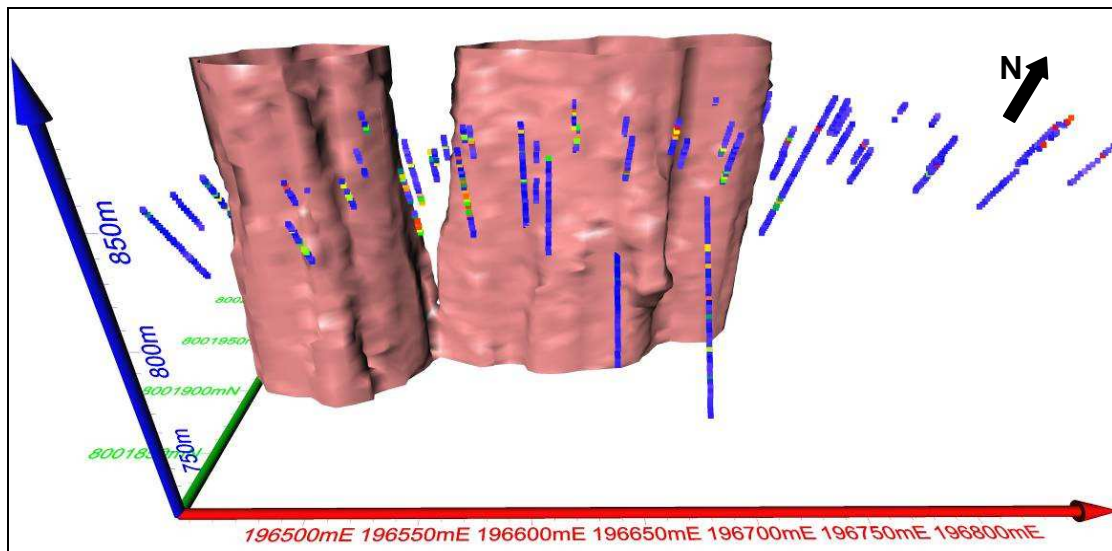


Figura 6.8 – Zona Potencial Indicadora de Minério, que corresponde à superfície rica em pirocloro-nelsonito, com teor de corte de 0.5% Nb₂O₅. (vista de frente).

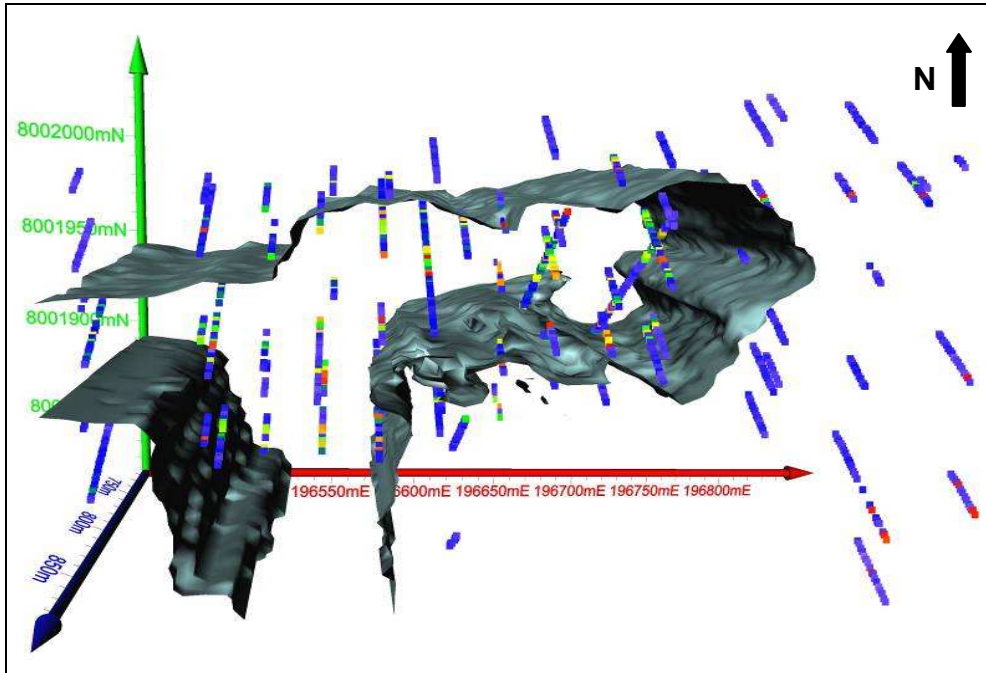


Figura 6.9 – Modelamento geoquímico com teor de corte de 0,5% Nb₂O₅, feito com os mesmos parâmetros do modelamento geofísico (vista do topo).

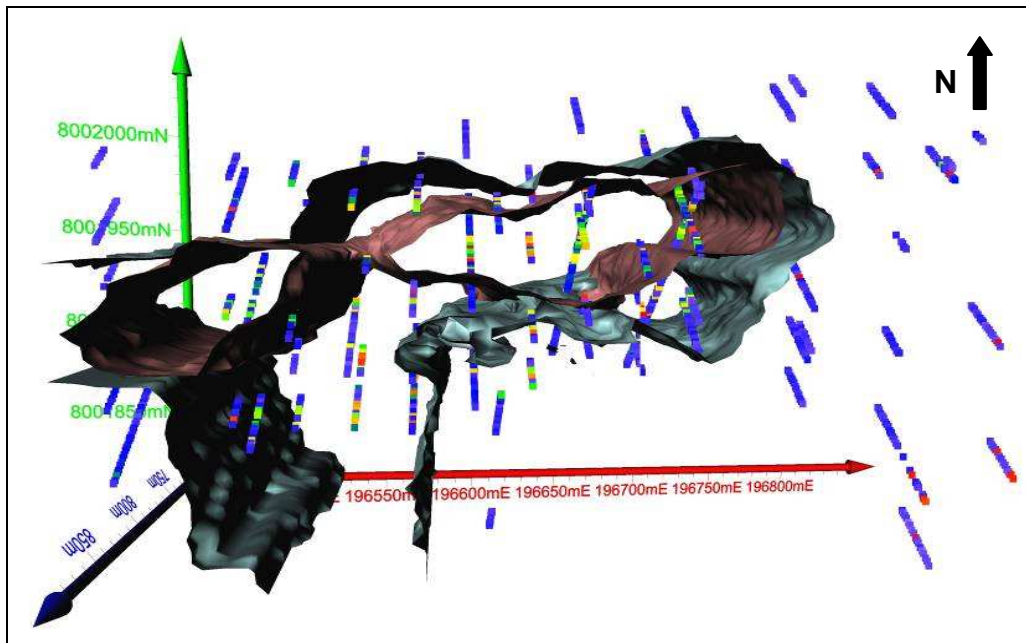


Figura 6.10 – Comparação entre a Zona Potencial Indicadora de Minério com teor de corte de 0,5% de Nb₂O₅ (área em vermelho) e o modelo geoquímico com teor de corte de 0,5% de Nb₂O₅ (visto do topo). O modelo geoquímico é maior que a Zona Potencial Indicadora de Minério variando em até 20m, em todas as direções do corpo. Além disso, há um acréscimo de area entre 8001900mN/8001800mN e 196525mE/196580m (vista do tipo).

Essa área aparece na Zona Potencial Indicadora de Minério quando essa é correlacionada ao teor de corte de 0,25% Nb_2O_5 , variando entre 196440mE e 196570mE (Figura 6.13). Ou seja, a correlação entre o modelamento geofísico e geoquímico cresce quando o teor de corte do modelo geofísico é metade do teor de corte do modelo geoquímico. Isto decorre, muito possivelmente, devido ao maior volume de dados que é incluído quando se define um teor menor como corte e às imprecisões do modelo estatístico usado.

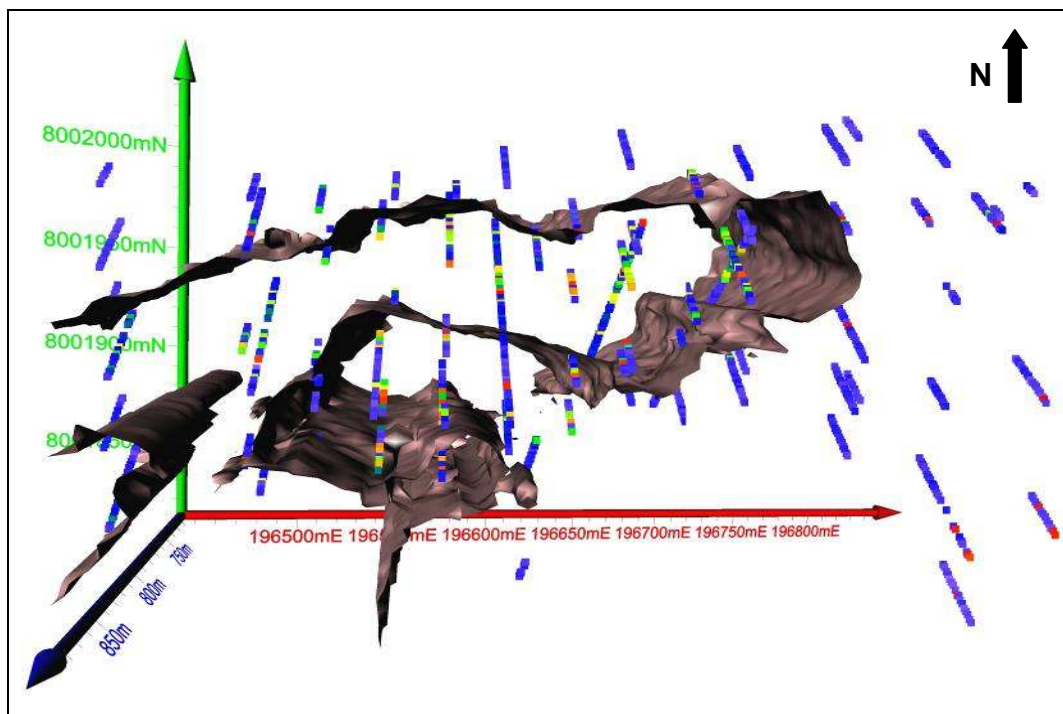


Figura 6.11 – Zona Potencial Indicadora de Minério, com teor de corte de 0,25% de Nb_2O_5 . Nota-se um acréscimo de área entre 196440mE e 196570mE, próximo à área do modelo geoquímico com teor de 0,5% de Nb_2O_5 (vista do topo).

7 CONCLUSÕES

Os dados de gamaespectrometria e de susceptibilidade magnética permitiram caracterizar o nelsonito-rocha hospedeira do pirocloro no depósito primário de nióbio do Morro do Padre. Esse litotipo apresenta os maiores valores de contagem total (cps), K(cps), U (cps), Th (cps), susceptibilidade magnética média (SI), Nb₂O₅ (%) e Fe₂O₃ (%). Os demais litotipos (carbonatito, fenito, piroxenito e flogopita picrito) apresentam assinaturas semelhantes e não puderam ser distinguidos na resolução adotada. Carbonatito e fenito diferenciam-se somente pelo teor de CaO (%) mas os dados geofísicos não apresentam consideráveis diferenças nos parâmetros medidos.

K(cps), U (cps), Th (cps) possuem correlação positiva entre si, sendo que o tório possui correlação positiva com Nb₂O₅, Fe₂O₃, susceptibilidade magnética. Isso pode ser visto claramente em perfis verticais, com base na amostragem em furos de sondagem.

Há dois tipos de nelsonito no Alvo Morro do Padre. O primeiro tipo é caracterizado por um aumento nos valores em cps de CT, K, U e Th e o segundo por valores mais baixos desses parâmetros. Embora essas diferenças não sejam evidentes na petrografia e nos dados de geoquímica de exploração, testes estatísticos F e t comprovam que os nelsonitos amostrados pertencem a duas populações diferentes.

Os perfis verticais com base nos dados geofísicos e geoquímicos mostram pelo menos dois tipos de carbonatito, interpretados como uma de carbonatito quase puro e outra rica em grãos de flogopita. Porém, os testes t e F não evidenciam essas duas populações.

A Potencial Ore Indicator Zone (Zona de potencial indicador de minério) trata-se de uma região propícia a ocorrer a mineralização. Ela é baseada nos dados de gamaespectrometria e susceptibilidade magnética e consiste em regiões com acúmulo de intrusões de nelsonito, em forma de principalmente de diques. O corpo mineralizado principal está orientado na direção E-W, entre as cotas de 713m e 889m, sendo que a porção central do corpo se afina. Isso ocorre porque não há amostragem de furos profundos nessa região. Furos de sondagem feitos posteriormente a esse trabalho detalham que essa região consiste em nelsonitos na parte mais profunda. Portanto, sugere-se que as partes W e E sejam contínuas, formando uma região de concentração de minério única (similar ao modelo 3D do Nb₂O₅ geoquímico), descartando a possibilidade que sejam acúmulos de diques com idades diferentes.

O modelo na vertical sugere que essas intrusões ascenderam de uma câmara magmática mais profunda, segundo uma direção W-E.

A parte interna dessa superfície consiste em intrusões de nelsonito, com bolsões de carbonatito ricos em sulfeto e diques de carbonatito ricos em tetra-ferriflogopita, que cortam toda a sequência. Já a parte externa é formada por rochas encaixantes (fenitos e rochas sedimentares do Grupo Araxá) e rochas da primeira geração de carbonatitos (carbonatitos brancos, homogêneos, constituído quase exclusivamente de calcita)

A técnica pode ser utilizada na exploração de novos depósitos na região como também para uma primeira fase de exploração mineral. Trata-se de uma ferramenta bastante eficiente a custos reduzidos para investigar a dimensão e distribuição do corpo mineralizado, bem como auxiliar na otimização da exploração geoquímica e planejamento de novas sondagens. As assinaturas geofísicas obtidas também podem servir para comparação com os litotipos estudados em outras regiões.

Para a rotina dos levantamentos geofísicos feitos durante a campanha de sondagem, dados de susceptibilidade magnética caracterizariam muito bem a rocha hospedeira de minério.

A gamaespectrometria portátil e a susceptibilidade magnética poderiam ser incorporadas como ferramentas de exploração superficial para a identificação de ambientes favoráveis a mineralização de Nb.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abram, M.B.; Brito, R.S.C.de; Bahiense I.C.; Silveira F.V.; Ferrari V.C.; Larizzatti J.H.; Gusmão R.; Andrade J.B.F.; Chiarini M.F.N.; Borges A.; Souza J.O.; Borges F.R.; Féboli W.; Moura C.R. 2009. Perspectivas para agrominerais de fosfato no Brasil – base para formulação do projeto Fosfato- Serviço Geológico do Brasil. II Simp. Bras. Metalogenia (Anais), Gramado -RS. Cd-room.

Araújo, D.P., 1996. Metassomatismo no complexo carbonatítico Catalão-I: implicações para a composição do magma carbonatítico e para o metasomatismo carbonatítico no manto superior. Msc. Thesis, University of Brasília, Brazil.

Barbosa E.S.R. 2010. Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-fosforítico de Salitre, MG. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 258p.

Bizzi, L.A.; Smith, C.B.; Meyer, H.O.H.; Armstrong, R. & De Wit, MJ. 1991. Mesozoic kimberlites and related rocks in southwestern São Francisco craton, Brazil: A case for local mantle reservoirs and their interaction. Sth International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Brazil. p. 17-19. In: Campos J.E.G., Dardenne M.A., 1997a. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. Rev. Bras. Geo., 27(3):283-294.

Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., Meyer H.O.A., Armstrong R., 1993. Características isotópicas e origem dos kimberlitos e vulcânicas alcalinas relacionadas em Minas Gerais. Simp. Bras. Geol. Diamante (Anais). Cuiabá, UFMT Publ. Esp. 2/93. 141-151.

Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., McDonald I., Armstrong R.A., 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco craton, Brazil. J. Geodynamics, 469-491.

Brod J.A. 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. University of Durham, UK (Phd thesis).

Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. Kamafugite affinity of the Tapira alkaline-carbonatite complex (Minas Gerais, Brazil). Rev. Bras. Geoc., 404-408.

Brod, J.A., Gaspar, J.C., 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: 265-296.

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.; Ferrarri A.J.D. 2004. Excursion guide: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. Soc. Bras. Geol.

Brod J.A.; Barbosa E.S.R.; Junqueira-Brod T.C., Gaspar J.C.; Diniz-Pinto, H.S.; Sgarbi, P.B.A.; Petrinovic, I.A. The Late-Cretaceous Goiás alkaline province (GAP), Central Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P.; Barros Gomes, C. (eds.). Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. No prelo, 2005.

Campos J.E.G., Dardenne M.A., 1997a. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geo.*, 27(3):283-294.

Cordeiro, P.F.O. 2009. Petrologia e Metalogenia do depósito primário de nióbio do Complexo-Foscorítico de Catalão I, GO. Universidade de Brasília (Diss. Mestr.), 140p.

Cordeiro, P.F.O.; Brod, J.A.; Dantas, E.L.; Barbosa, E.S.R. 2010. Submetido - Mineral Chemistry and Petrology of the Nb-rich nelsonites from the Catalão I Carbonatite-Phoscorite Complex, Central Brazil. *Journal of Petrology*.

CPRM 2004. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo-Sistema de informações geográficas-SIG e 46 folhas na escala 1:1000000, Brazil:. CD Rom Pack.

Davis, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in Geology*, 1986. Second Edition, New York, Geological Survey.

Dickson B.L.; Scott K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2),187-200.1997.

DNPM, Informe Mineral, Desenvolvimento e Economia mineral. 1 sem, 2008.

DNPM, Sumário Mineral, 2007. <http://www.dnpm.gov.br>.

DNPM, Informe Mineral, Desenvolvimento e Economia mineral . 2 sem, 1997.

Dutra C.V.; Gomes C.B., 1984. A fluorescência de raios x na geologia. In: Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia. Coord: Gomes C.B. Secretaria de Estado da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, São Paulo. Cap III. Ed. Edgard Blucher LTDA.:prominério, 1984.

Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H., 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136:149-165.

Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G., 1995b. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*,36:189-229.

Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., 2005. Some notes on the Alto Paranaíba igneous province. In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes (Editors), *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, Brazil, pp. 317-340.

Gouvêa Luiz, J., Da Costa e Silva M., 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém, Universidade Federal do Pará; Cejup.

Grasty R.L.; Glyn, J.E.; Grant, J.A. 1985. The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra. *Geophysics*, 50 (12):2611-2620.

Grasty R.L.; ST. John Smith, B.; Minty, B.R.S. 1997. Developments in the standardization and analysis of airborne gamma-ray data.

Gunn, P.J. 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Course, Agso. 150p.

Hansen, D.A. 1975. *Geological Applications Manual for Portable Gamma Ray Spectrometers*. Toronto, Exploranium G.S. Limited, 87p.

Hasui, Y; Cordani, U.G. Idades Potássico-Argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. *Proceedings of the 22nd Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 139-143. 1968. In: Campos J.E.G., Dardenne M.A., 1997a. *Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana*. *Rev. Bras. Geo.*, 27(3):283-294.

Krasnova, N.I., Balaganskaya, E.G., Garcia, D. 2004. Kovdor: Classic phoscorites and carbonatites. In: *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* (F. Wall and A.N. Zaitsev, editors) *Mineralogical Society Series*, pp 99-132.

Lee J.D., 1996. *Química inorgânica não tão concisa*. Ed. Edgard Blucher. Trad: Henrique E. Toma, Koiti Araki, Reginaldo C.Rocha, IQ/USP.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, bloco II 2005 e do levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais bloco 07.

Lovbørg, L., Mose, E., 1987. Counting statistics in radioelement assaying with a portable spectrometer. *Geophysics*, v. 52, n.4, 555-563. In: *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. IAEA, Vienna, 2003.

Machado Junior, D.L. 1991. *Geologia E Aspectos Metalogenéticos do Complexo Alcalino-carbonatítico De Catalão II (GO)*. Universidade de Campinas. Dissertação (mestrado).

Machado Junior, D.L. (1992a)- Idades Rb/Sr do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II (GO). XXXVII CBG. São Paulo SP. Res.Exp., 91-3.

Melo, M.V.L.C. Química dos minerais das rochas do Complexo Carbonatítico Catalão II: implicações petrogenéticas. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1999.

Minty, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17:39-50.

Palmieri, M.; Silva, S.E.; Brod, J.A.; Ferrari, A.J.D.; Barbosa, P.A.R., Jácomo, M.H.; Junqueira Brod, T.C.; Cordeiro P.F.O. A mineralização de nióbio do Alvo Morro do Padre, Catalão II, GO. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá, MT, 2009.

Palmieri, M.P. 2010. Gênese e controles do depósito de Nb do Morro do Padre, Complexo carbonatítico de Catalão II, GO. UnB. Dissertação de Mestrado. Inédito.

Pires A.C.B, 1990. Statistical Characterization of Greenstone Sequences using Magnetic and Gamma-Ray Spectrometric Data, Guarinos-Pilar de Goiás area, Brazil. *Rev.Bras.Geoc* 20 (1-4):293:298.

Pires A.C.B & Harthill N. 1989. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geologic mapping purposes: Crixas-Itapaci area, Goiás, Brazil. *Geophysics*. vol.54.n.10.1326-1332p.

Ribeiro, C.C.; Brod, J.A.; Junqueira-Brod, T.C.; Gaspar J.C.; Petrinovic, I.A. Mineralogical and field aspects of magma fragmentation deposits in a carbonate phosphate magma chamber: evidence from the Catalão I complex, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Holanda, v. 18, n. 3-4, p. 355-369, 2005.

Ribeiro, C.C; Gaspar J.C. Hydrothermal horizontal layered rocks with monazite and apatite mineralizations in Catalão I complex, Brazil. Abstract. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000. CD-ROM Abstract volume.

Ribeiro, C.C. 2008. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do complexo carbonatítico Catalão I, GO. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 473p.

Thompson R.N., Gibson SA, Mitchell JG, Dickin P, Leonardos OH, Brod JA, Greenwood JC (1998) Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? *J Petr* 39:1439-1526.

Toyoda K.; Horiuchi H.; Tokonami M. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: Geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. 1994, *Earth and Planetary Science Letters* 126 (1994) 315-331.

VanDecar, J.C.; James, D.E., Assumpção, M. (1995)- Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South América and implications for plate diving forces. *Nature*, 378:25-31.

Yegorov L.S. (1993). Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. *Int Geol Rev* 35:346-358

Wilford, J. R.; Bierwirth, P.N.; Craig, M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. 17: 201-216.

ANEXO

INTEGRATING MAGNETIC SUSCEPTIBILITY, GAMMA-RAY SPECTROMETRY, EXPLORATION GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY DATA FOR 3D ORE MODELING IN THE MORRO DO PADRE NIOBIUM DEPOSIT, CENTRAL BRAZIL.

Marta Henriques Jácomo*^a, Tereza Cristina Junqueira Brod^b, Augusto César Bittencourt Pires^a, José Affonso Brod^{a,b}, Matheus Palmieri^c, Aldo José Duarte Ferrari^c

a - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Asa Norte, 70.910-900 Brasília, DF, Brazil. marta.jacomo@gmail.com, acbpires@unb.br, brod@unb.br.

b - Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, tcjbrod@gmail.com

c - Anglo American Brazil, Catalão. matheus.palmieri@angloamerican.com.br; aldo.ferrari@copebras.com.br

* Corresponding author: Marta Henriques Jácomo, Universidade de Brasília, Campus Asa Norte, 70.910-900, Brasília, DF, Brazil. marta.jacomo@hotmail.com. Tel: +55 61 33261512.

Abstract: The Alto Paranaíba igneous province is a NW-trending concentration between the São Francisco craton and the northeast border of Paraná basin. The province is known by its economic potential for niobium, phosphate, titanium and other minerals. In this context, the Morro do Padre Deposit, in Catalão II, consists of nelsonites (the mineralized rock-type), apatites, carbonatites, phyllites, picrites and piroxenites. Nelsonite and carbonatite are the main litotypes. Nelsonite is composed of tetra-ferriphlogopite, carbonate, apatite, magnetite and pyrochlore. Further Nb enrichment is achieved by residual pyrochlore concentration in the soil. There are three types of carbonatite: almost pure, medium - to coarse - grained carbonatite; the second type is apatite - and sulphide-rich, and occurs within the nelsonites, forming pockets that increase in size towards the center of the nelsonite dykes; the third type comprises mm to cm thick dykes of very fine to coarse grained carbonatite, typically containing phlogopite, magnetite and subordinate pyrochlore, crosscutting the sequence. The nelsonite has typically high

gamma-ray spectrometry (TC, K, U and Th in cps) and magnetic susceptibility (SI) signatures. Two types of nelsonite were recognized on the basis of geophysical data. Some of the vertical geophysical profiles show two kinds of carbonatite. The geophysical signature of the other rocks is very, hampering their discrimination. The 3D modeling of the deposits shows one nelsonite orebody that actually represents a zone with high concentration of nelsonite dykes. This body is elongated in the E-W direction, with a narrower central part. The Nb₂O₅ modeling based on exploration geochemistry, that cut off is 0.5% shows an approximately 200m larger body than the one indicated by geophysical modeling, extending to the south-west. The technique applied in this work was very effective in locating new exploration areas and should be a very efficient tool for first-stage exploration of similar deposits, providing a first approximation of the orebody dimension and helping to optimize the geochemistry sampling during exploration and mining.

Keywords: Catalão, niobium ore, magnetic susceptibility, gamma ray spectrometry, applied geophysics, 3D ore modeling, alkaline rocks, nelsonite.

ASSOCIAÇÃO DE MAGNETOMETRIA, GAMAESPECTROMETRIA, GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA PARA MODELAMENTO TRIDIMENSIONAL DA MINERALIZAÇÃO DE NÍOBIO DO DEPÓSITO MORRO DO PADRE, CENTRAL BRASIL.

Marta Henriques Jácomo^{*a}, Tereza Cristina Junqueira Brod^b, Augusto César Bittencourt Pires^a, José Affonso Brod^a, Matheus Palmieri^c, Aldo José Duarte Ferrari^c

a - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Asa Norte, 70.910-900 Brasília, DF, Brazil. marta.jacomo@hotmail.com, acbpires@unb.br, brod@unb.br.

b - Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, tcjbrod@gmail.com

c - Anglo American Brazil, Catalão. matheus.palmieri@angloamerican.com.br; aldo.ferrari@copebras.com.br

* Autor para correspondência: Marta Henriques Jácomo, Universidade de Brasília, Campus Asa Norte, 70.910-900, Brasília, DF, Brazil. marta.jacomo@gmail.com. Tel: +55 61 33261512.

Resumo: A Província do Alto Paranaíba compreende uma região alcalina entre o Cráton do São Francisco e o nordeste da Bacia do Paraná e é caracterizada pelo seu potencial metalogenético para nióbio, fosfato, titânio, entre outros. Nesse contexto, o Alvo Morro do Padre, em Catalão II, é constituído por nelsonitos (rocha hospedeira do minério de Nb), apatititos, carbonatitos, rochas sedimentares fenitizados, picritos e piroxenitos. Nelsonito e carbonatito são os litotipos principais. Nelsonito é composto por tetra-ferriflogopita, carbonato, apatita, magnetita e pirocloro. Enriquecimento adicional ocorre no perfil de solo desenvolvido sobre a mineralização primária. Carbonatitos são de três tipos: carbonatito branco acinzentado, muito grosso a médio, constituído quase exclusivamente por calcita esbranquiçada, anédrica e milimétrica, com grãos de sulfeto e tetra-ferriflogopita subordinados; o segundo tipo ocorre como bolsões em diques de nelsonitos e é composto por calcita, tetra-ferriflogopita, pobre em magnetita e pirocloro e rico em apatita e sulfetos; o terceiro tipo é representado por geração final de diques milimétricos a centimétricos de carbonatito rico em tetra-ferriflogopita. Nelsonito difere das demais rochas devido à assinatura própria, com valores altos de gamaespectrometria (CT, K, U e Th em cps) e susceptibilidade magnética (SI). Há dois tipos de nelsonito no depósito Morro do Padre, diferenciados por diferentes valores de eK, eTh e CT. Perfis geofísicos verticais isolados, baseados em testemunhos de sondagem mostram dois tipos

de carbonatito. A assinatura geofísica dos demais litotipos é muito semelhante, dificultando sua discriminação. O modelamento 3D revela um corpo principal de nelsonito mineralizado, que corresponde a uma maior concentração de diques no Morro do Padre. Esse corpo é alongado segundo a direção E-W, no qual a porção central é estreita. O modelamento geoquímico, com um teor de corte de 0,5%, revela um corpo aproximadamente 200m maior em relação ao modelamento geofísico e inclui uma área a sudoeste do corpo. A técnica utilizada revelou-se uma ferramenta eficiente para exploração de novos depósitos na região e também para uma fase inicial de exploração de depósitos similares, fornecendo uma primeira idéia da dimensão do corpo de minério e contribuindo para otimizar o levantamento geoquímico.

Palavras-chave: Catalão, Nb, Susceptibilidade magnética, gama espectrometria, geofísica aplicada, modelamento 3D, rochas alcalinas, nelsonito.

INTRODUCTION

The Catalão II Carbonatite Complex is currently the site of niobium open-pit mining operation by Mineração Catalão Ltda (Anglo American Plc). It is a multi-intrusion complex, divided into three main bodies: Coqueiro, Boa Vista Nb Mine and Morro do Padre Nb deposit.

This Complex is the northwestern extreme (18° 02'S; 47° 52' W) of a series of carbonatite-bearing intrusions occurring in the Alto Paranaíba igneous province (APIP), central Brazil. It is located in the southeast of the Goiás State, 300Km southeast from Brasília and 15Km northeast from the city of Catalão. Various phosphate and niobium mining operations were long established on the residual deposits developed in the soil cover of the alkaline complexes in the province (Gierth and Baecker, 1986). However, the characteristics of the primary, magmatic mineralizations present in the fresh rocks are still poorly known.

The main purpose of this work was to identify gamma-ray spectrometry and magnetometry indicators capable of representing the orebody and the various lithotypes present as fresh rocks in the Morro do Padre niobium deposit, Catalão II complex. This simple, low-cost procedure was used to verify the continuity of the deposit and to optimize the geochemistry sampling strategies in the mine. Additionally, the geophysical indicators, obtained from drill-core samples, were used as a tool for a 3D modeling of the Morro do Padre orebody.

GEOLOGICAL SETTING

The Alto Paranaíba igneous province (APIP) is a NW-trending concentration of Late-Cretaceous alkaline igneous rocks, intruding Neoproterozoic rocks of the Brasília Belt, between the São Francisco craton and the northeastern border of the Phanerozoic Paraná basin (Gibson et al., 1995a).

The origin of the alkaline igneous rocks in this province is attributed to the thermal influence of Trindade Mantle Plume impacting on the base of the underlying continental Brazilian lithosphere near the Iporá region during the Late Cretaceous, which led to the melting of K-rich portions of the sub-continental lithospheric mantle (Gibson et al., 1995a, b).

The Carbonatite Complexes of the APIP belong to the carbonate-kamafugite association (Gibson et al., 1995b; Brod, 1999; Brod et al., 2000). Besides these plutonic complexes, the province contains a variety of ultrapotassic magmas occurring as dykes, pipes, plugs, diatremes, lava flows, and pyroclastic deposits. The composition varies from abundant kamafugites to more rare kimberlites and lamproites (Gibson et al., 1995b). In most cases, the intrusion of the carbonatite complexes produced a dome structure in the country rocks. Tropical weathering and inward drainage patterns resulting from the external ring of weathering-resistant country-rock in the domes produced deep lateritic soil profiles on the alkaline rocks. The weathering increases the grade of the primary concentrations of niobium, phosphate, titanium, and rare earths in the soil, which has been traditionally mined for phosphate and niobium in the province (Brod et al., 2004).

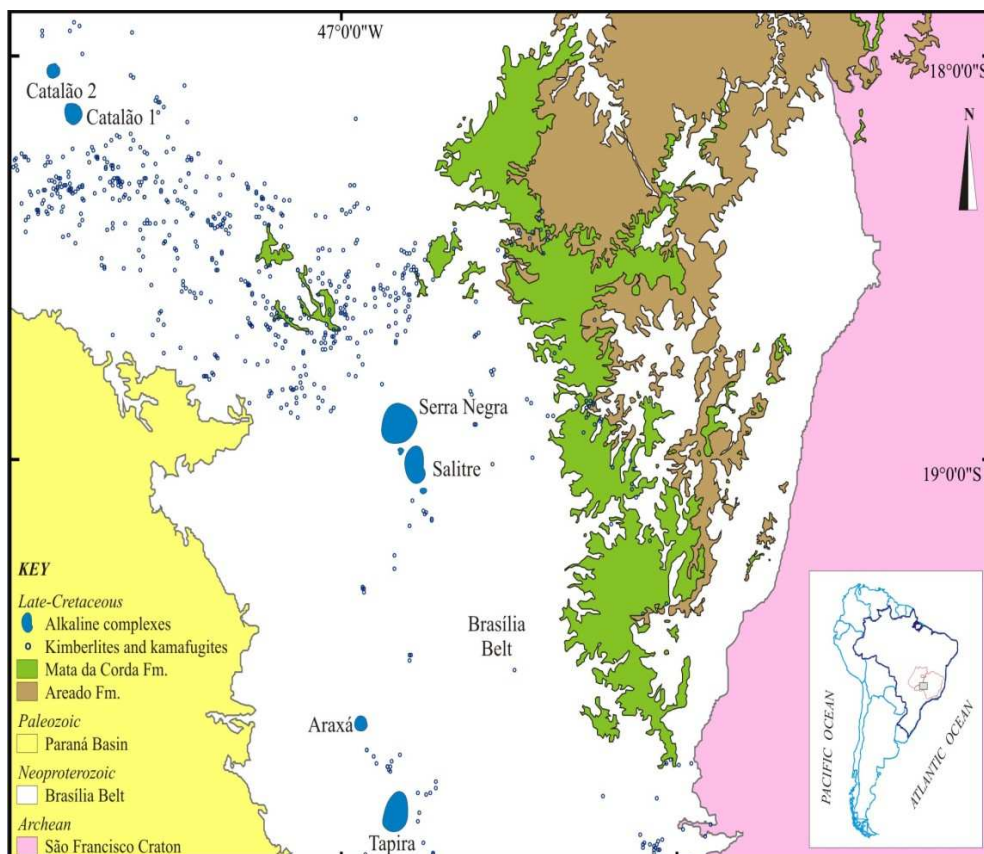


Figure 1- Geological map of the Alto Paranaíba igneous province showing the location of the alkaline-carbonatite complexes. Dots represent minor kamafugite and kimberlite intrusions. The extensive kamafugitic lavas and pyroclastics of the Mata da Corda Formation are also represented. (adapted from CPRM, 2004).

The known APIP carbonatite-bearing plutonic complexes comprise Catalão I and Catalão II, in the Goiás State, Serra Negra, Salitre, Araxá and Tapira, in the Minas Gerais State. Araxá, Catalão I and Catalão II contain the known economic niobium deposits in the APIP region and are responsible for supplying more than ninety percent of the niobium demand in the world. These complexes are being mined for niobium and phosphate, and have potential for titanium, rare-earths, copper, and vermiculite deposits (Ribeiro, 2008).

The Catalão II Complex and Morro do Padre Deposit

The Catalão II Complex intrudes quartzites, schists and metasediments of the Late Proterozoic Brasília Belt. It is a multiphase intrusion, occupying a NE-SW elongated area with reentrant W and E borders. The southern part of the complex is unexposed at the present erosion level, sitting underneath a cover of fenitized country-rock which probably represents the roof of the alkaline intrusion (Palmieri, 2010). Stockworks of carbonatite and mineralized nelsonite intrude this area, and host the primary niobium mineralization, occurring in two main areas: the Boa Vista Mine, to the West, and the Morro do Padre Deposit, to the East.

Machado Junior (1992a) described the lithotypes at Catalão II: a) pyroxenite; b) quartz-syenite; c) alkaline feldspar syenite; d) carbonatite (calcite carbonatite and dolomite carbonatite); e) primitive lamprophyres (phlogopite picrite) and f) metasomatic phlogopitite. Additionally, Melo (1999) noted the presence of phoscorite, composed of apatite, magnetite, olivine and carbonate. Palmieri et al. (2009) shows that the Morro do Padre Nb Deposit is mainly composed of nelsonite, apatite, carbonatite, syenite, and fenite, with rare phlogopite picrite and pyroxenite.

SAMPLED ROCKS AND PETROGRAPHY

Carbonatite

The carbonatitic rocks of the Morro do Padre Nb Deposit have a considerable textural and mineralogical range, and occur as stockworks of dykes with variable thickness and rarely as plugs.

Three generations of carbonatite are recognized in this deposit. The first is an almost pure, medium to coarse grained carbonatite that intrudes the fenite and is

intruded by the nelsonite dykes. The second is apatite - and sulfide - rich and occurs within the nelsonites, forming pockets that increase in size towards the center of the nelsonite dykes. The third varies from very fine to coarse grained, typically containing phlogopite, magnetite and subordinate pyrochlore and crosscuts the sequence (Palmieri et al., 2009).

Nelsonite

Nelsonites occur as stockworks of centimeter- to meter-thick, E-W oriented dykes composed of fine- to medium-grained carbonate, magnetite, apatite, tetra-ferriphlogopite, and pyrochlore. The nelsonite dykes tend to intrude the first-generation carbonatite, which typically forms an envelope on the nelsonite-rich zone. In the center of the dykes and towards the centre of the orebody, the nelsonite varies from pegmatoid to coarse-grained. At the borders, the nelsonite has the same mineralogy but is characterized by stronger modal variations and is finer-grained (Palmieri et al., 2009). Chalcopyrite, barite, pyrite and galena are common accessories.

Fenite

Fenite is the wall-rock for the primary Nb deposit. It is originated from the interaction of various metasedimentary rocks of the Late Proterozoic Araxá Group (Brasília Belt) and has a homogeneous aspect and green-blue color. Sometimes, there are considerable amounts of metassomatic tetra-ferriphlogopite grains.

It is composed mainly for quartz (~60%) and metassomatic tetra-ferriphlogopite (~25%).

Phlogopite Picrite

Phlogopite picrites represent the primitive magmas from which all silicate and carbonate primary rocks in the APIP complexes derived, through a complex interplay of liquid immiscibility and fractional crystallization processes (Brod, 1999).

According to Palmieri et al. (2009), phlogopite picrite occurs as aphanitic to fine-grained dykes of variable thickness, or as conduit breccias. It is composed of olivine and phlogopite phenocrysts set in a groundmass rich in phlogopite, magnetite, perovskite, and carbonate. Carbonate globules may occur locally.

Piroxenite and Syenite

Pyroxenite is dark green, composed essentially of clinopyroxene, smaller amounts of phlogopite and apatite with or without olivine and serpentine. Sometimes, it occurs with phlogopite-fenite xenoliths (Palmieri et al., 2009). Syenite is fine-grained, granular, with a bluish color. When crosscut by carbonatite dykes, it develops metasomatic phlogopite at the contact (Palmieri et al., 2009).

Syenites were not present in the drill core intervals sampled for this work. Piroxenite had only 8 samples of a total of 1295 data points (or 0.6%). So, these two rock types aren't statically represented in this work.

MEASUREMENTS

This study was carried out on 1295 samples of rocks, in 73 drill cores from Morro do Padre Nb deposit, between the depths of 100 and 150 meters, provided by Mineração Catalão Ltda (Anglo American Plc) (Fig. 6.2).

The gamma-ray spectrometry and magnetometry data were obtained by direct measuring samples with 2.5m spacing (same as exploration geochemistry data) along fresh-rock drilling cores, using a GR-320 Portable Gamma Ray Spectrometer and a Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Probe.

Three measurements of susceptibility were made for each sample and averaged. Gamma-ray measurements were taken over 5 minutes of integration time for each sample.

Gamma-ray spectrometric data are registered in counts per time unit (count rates). The count rates are dependent not only on the radioelement concentrations, but also on the equipment used and the nominal distance to the source of each particular survey (Minty, 1997). However, unavailable reliable calibration constants for the used equipment prevented conversion to radioelements concentration. Since no comparison with other set of data was considered in this study, the use of count rates posed no problem.

The geochemical (X-ray fluorescence) analyses were done by Anglo American Laboratory for mineral exploration purposes, in 2.5m intervals, approximately.

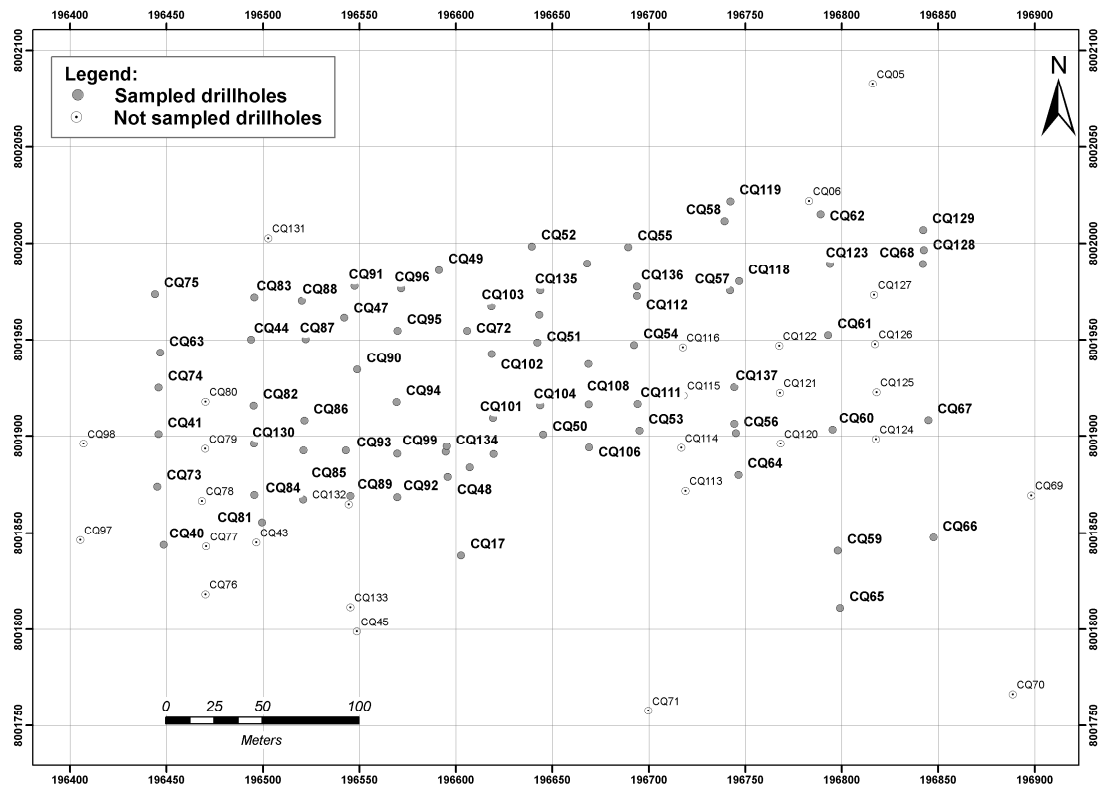


Figure 2 - Drill-hole location map of the Morro do Padre Nb Deposit, showing the drillings which were surveyed for this work (black dots).

GAMMA RADIATION AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITIES OF ROCK FROM Nb MORRO DO PADRE DEPOSIT

The results of the geophysical measurements obtained in this work are summarized and compared with relevant geochemical data in table 6.1. Nelsonite has the highest TC (total count), K, U, Th (cps), Average Magnetic Susceptibility (SI), Nb₂O₅ (%) and Fe₂O₃ (%) values, and the lowest SiO₂ (%) and Al₂O₃ (%) average contents. The values obtained for these parameters in the other lithotypes are very similar to each other. A notable exception is CaO (%) which is substantially higher in fenite and carbonatite, compared with the other lithotypes (Tab. 6.1)

Statistical analysis of geophysical and geochemical data indicated correlation among variables in both (geophysical and geochemical) data sets (Tab. 6.2). Total count (TC), Potassium (K), Uranium (U) and Thorium (Th) follow a close to normal distribution. The average susceptibility (SI) data depart strongly from normal distribution, reflecting the fact that almost all these rocks are little or non-magnetic (e.g. carbonatites, fenites and picrites) (Fig. 6.3).

Table 6.1 – Statistical representation of Morro do Padre Nb Deposit samples. TO = all samples, CB = carbonatite, FN = fenite, PL = phlogopitite, NL = nelsonite, PI = picrite and PX = pyroxenite. Min = minimum, Max = maximum, Av. = average and S.D. = Standard Deviation. Geochemical data represent 2.5m sample composites.

	TC				Th (cps)				K (cps)				U (cps)			
	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.
TO	22.2	339.1	226.3	14.2	14.8	30.5	16.9	1.46	26.7	45.4	29.1	1.2	16.4	33.0	18.1	1.0
CB	205.3	308.8	224.4	8.4	15.2	26.0	16.7	0.9	26.9	45.4	29.0	1.0	16.6	33.0	18.0	0.9
FN	22.2	260.5	221.0	13.3	14.8	19.6	16.4	0.6	26.7	34.4	28.8	0.7	16.4	23.0	17.8	0.6
PL	210.7	233.9	217.0	7.0	15.4	16.7	16.0	0.4	27.9	30.7	28.7	0.9	16.8	19.8	17.6	0.9
NL	216.1	339.1	248.4	20.4	16.3	30.5	19.5	2.4	27.5	37.0	30.6	1.6	17.1	25.3	19.4	1.2
PI	214.0	303.4	222.9	13.8	15.6	20.3	16.4	0.7	27.8	38.0	28.8	1.6	16.9	27.6	18.1	1.6
PX	224.0	230.6	226.8	2.5	16.6	17.4	16.9	0.3	28.9	29.6	29.2	0.3	18.0	19.0	18.3	0.3
	Average Susceptibility (SI) *				Nb ₂ O ₅ (%)				CaO (%)				Fe ₂ O ₃ (%)			
	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.
TO	0.00	2261.3	187.9	453.7	0.00	7.9	0.5	0.8	0.0	65.3	20.0	11.5	0.0	73.0	12.8	11.4
CB	0.00	2152.7	66.2	240.7	0.00	7.9	0.4	0.7	0.0	65.3	23.9	12.3	0.6	60.0	9.4	8.1
FN	0.00	1631.0	37.0	184.7	0.00	2.7	0.3	0.4	0.0	52.6	13.4	7.4	0.0	73.0	11.2	8.4
PL	0.33	10.6	2.0	3.4	0.01	0.8	0.3	0.3	14.7	23.0	17.9	2.9	6.6	16.0	9.3	2.9
NL	0.57	2261.3	1197	524.2	0.07	5.0	1.6	0.8	5.6	42.1	14.9	5.7	10.9	53.0	34.3	9.9
PI	0.00	798.7	74.7	125.3	0.00	1.7	0.3	0.4	7.6	34.2	14.2	5.5	6.0	35.2	14.2	6.2
PX	0.30	450.3	85.5	158.3	0.01	0.1	0.0	0.1	4.2	21.3	10.4	6.4	7.3	33.8	17.4	9.7

Table 6.1 – Continued.

	P₂O₅ (%)				SiO₂ (%)				Al₂O₃ (%)				BaO (%)			
	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.	Min.	Max.	Av.	S.D.
TO	0.0	14.7	2.4	2.0	0.0	73.5	24.9	13.8	0.0	24.6	5.6	3.6	0.0	17.1	0.8	1.5
CB	0.0	12.4	2.3	1.7	0.0	56.7	22.6	12.2	0.0	13.7	5.1	3.1	0.0	17.1	0.9	1.8
FN	0.0	11.5	1.5	1.3	0.0	73.5	35.7	13.4	0.0	24.7	8.6	3.7	0.0	6.7	0.7	1.1
PL	1.2	3.6	2.1	0.9	14.7	33.8	26.6	5.7	3.2	7.8	6.1	1.4	0.2	1.3	0.7	0.4
NL	0.6	14.7	4.7	2.7	1.7	38.4	12.7	6.9	0.1	9.2	2.1	1.8	0.0	7.2	0.8	1.0
PI	0.7	9.5	2.4	1.7	10.4	44.2	30.8	8.8	0.6	12.1	5.5	2.5	0.0	6.8	0.9	1.2
PX	0.2	2.3	0.9	0.7	25.1	50.4	37.6	7.7	2.8	7.9	5.2	1.6	0.0	1.4	0.3	0.5

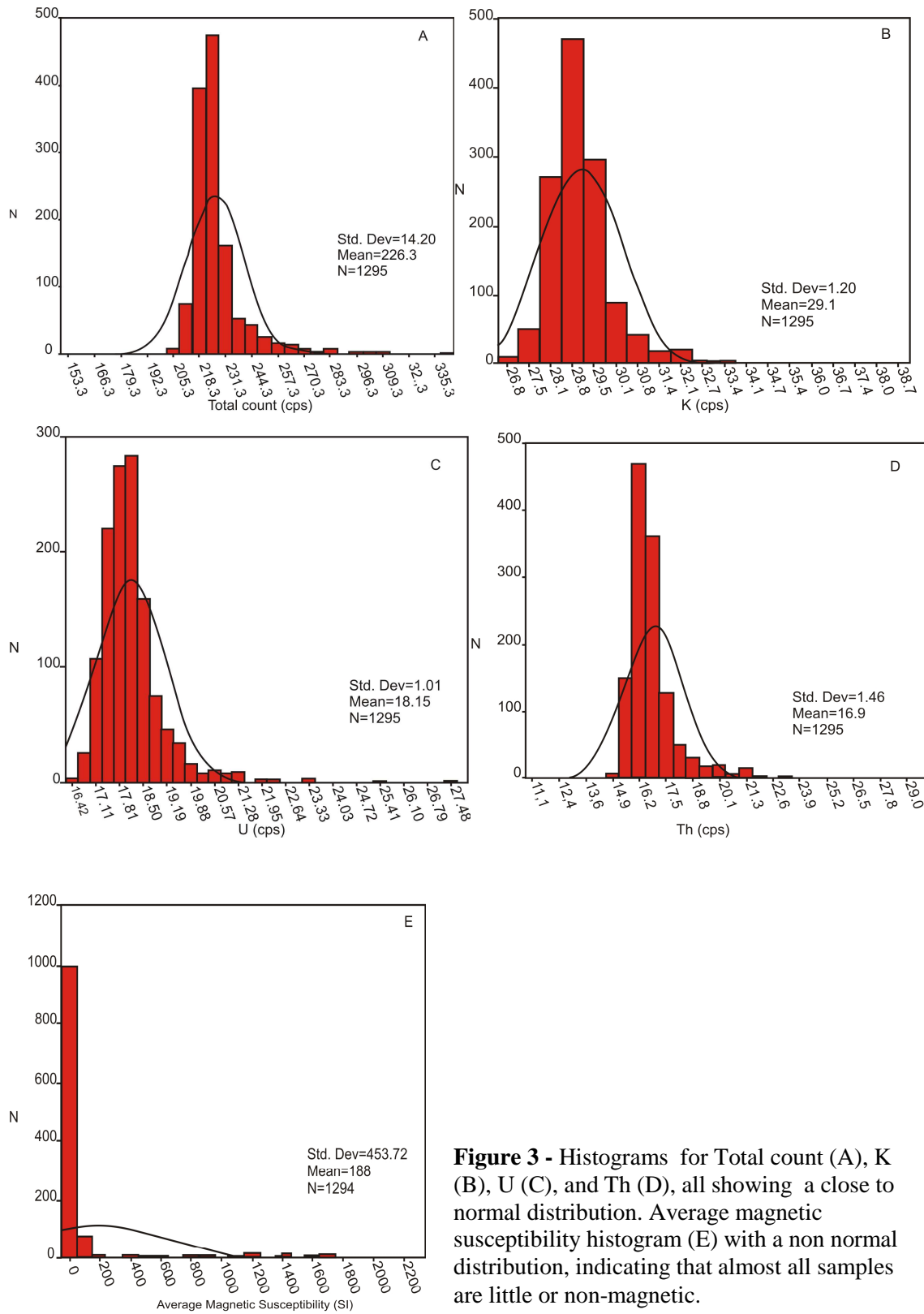


Figure 3 - Histograms for Total count (A), K (B), U (C), and Th (D), all showing a close to normal distribution. Average magnetic susceptibility histogram (E) with a non normal distribution, indicating that almost all samples are little or non-magnetic.

Table 6.2 - Correlation Table showing the measurements in cps have better correlation than ppm and % measurements.

	TC	K (cps)	U (cps)	Th (cps)	Av. Susc. (SI)	Nb ₂ O ₅ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	P ₂ O ₅ (%)
TC	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K (cps)	0.778	-	-	-	-	-	-	-	-
U (cps)	0.775	0.739	-	-	-	-	-	-	-
Th (cps)	0.875	0.726	0.694	-	-	-	-	-	-
Av. Susc. (SI)	0.522	0.426	0.449	0.574	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅ (%)	0.498	0.385	0.401	0.591	0.484	-	-	-	-
CaO (%)	-0.42	-0.079	-0.025	-0.050	-0.146	-0.129	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (%)	0.442	0.354	0.380	0.500	0.712	0.653	-0.324	-	-
P ₂ O ₅ (%)	0.449	0.386	0.446	0.470	0.409	0.604	0.150	0.491	-

All three radioelements show positive correlation to each other. Thorium shows a positive correlation with niobium, iron, and magnetic susceptibility, but at relatively low values (ca. 0.5-0.6). Magnetic susceptibility and iron oxide show positive correlation, as expected.

Based on the radiometric and magnetometric measurements, it was possible to divide the samples in 2 classes using K-means Cluster non-supervised classification (Davis, 1986). The nelsonite is represented by class 1. This class comprises 12.36% of the samples, of which 9.51% correspond to nelsonite. The other lithotypes are represented by class 2, comprising 87.64% of the total. Carbonatites and fenites are the main lithotypes, representing 59.12% and 22.41% of samples, respectively.

Nelsonite

Based only on the radiometrics measurements, nelsonites can be classified (K-means Cluster non supervised classification, using SPSS for windows 10.01, 1999) in two sub-classes: 1a and 1b. The 1a type comprises 59.18% and the 1b type 40.82% of

nelsonite (Fig.6.4). Although the differences between the populations are not reflected in petrographic and exploration geochemistry analysis, geophysics data show a statistically significant increase in TC, K, U and Th rate in the 1a class (Tab. 6.3).

Table 6.3 - Statistics based of average and standard deviation of nelsonite populations 1a and 1b.

Populations	TC	K	U	Th
1a	259.97±18.48	31.56±1.47	20.12±1.14	20.78±2.38
1b	231.75±7.08	29.31±0.71	18.49±0.59	17.62±0.81

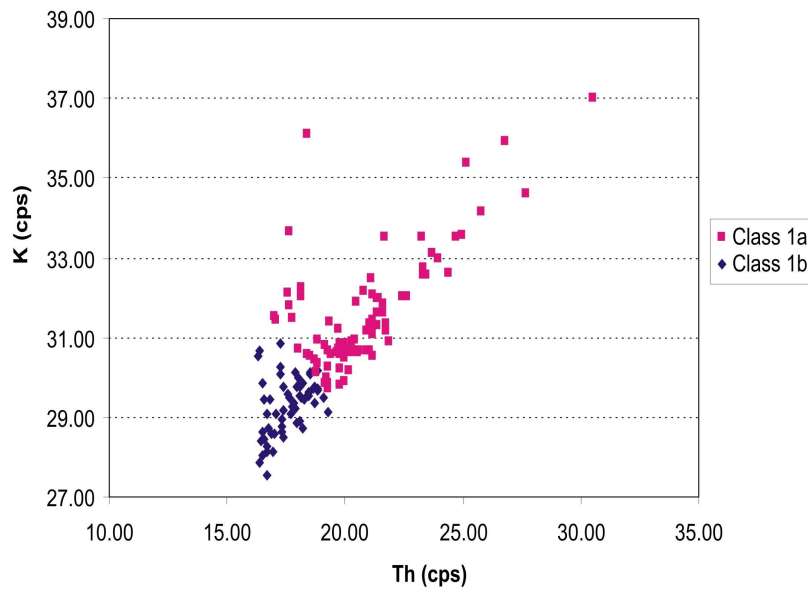


Figure 4 - Non-supervised classification of nelsonites based only on the radiometric measurements. Nelsonites can be divided in two sub-classes: 1a and 1b, where 1a has higher K (cps) and Th (cps) values.

Separation of the nelsonite samples in two classes was confirmed by statistical tests. These tests were conducted to verify the non difference between the mean of the two class (t-test) and the non difference between the variance of the samples (F-test) (Davis, 1986). The tests were carried for K, Th and TC measurements. Table 6.4 shows the values obtained for both t and F statistics that reject the non difference hypothesis for a 95% significance level.

Table 6.4 - Statistics of nelsonite populations for Test F and Test T.

Populations	Test t	Critical Values		Test F	Significance
		Test t	Test F		
TC	69.90	1.96	1.62	6.81	95%
K	12.90	1.96	1.62	4.28	95%
Th	9.19	1.96	1.62	8.54	95%

According with Table 6.1 and vertical profile data, we could claim that the magnetic susceptibility data in drillcores during mineral prospective work, can accurately define nelsonite rocks.

Carbonatite

Petrographic studies and geophysical data show two populations of carbonatite rocks.

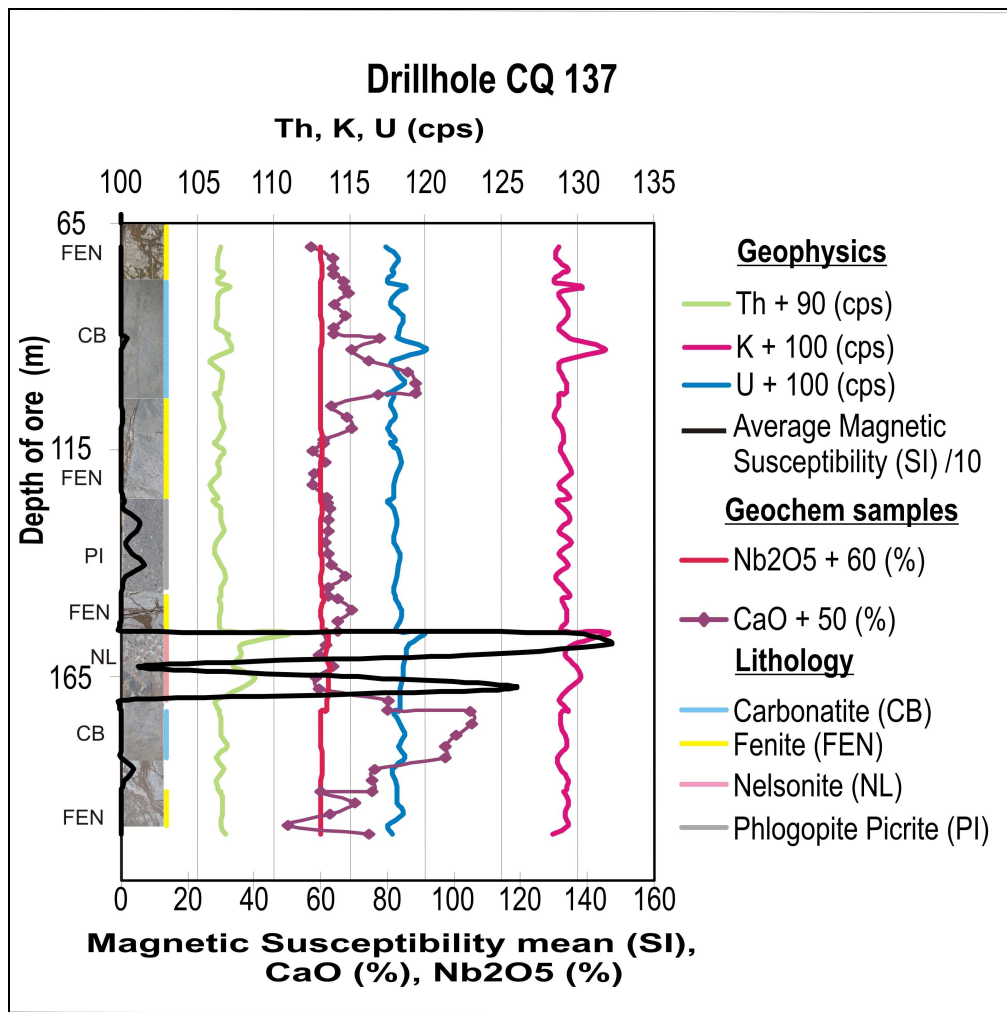


Figure 5 - Geophysics log of drillhole CQ137, showing the evident correlation between the Nb geochemical anomaly and the positive geophysical signatures for radiometric K, U, Th and magnetic susceptibility values and the negative correlation with CaO.

According to Figure 6.5, the carbonatite comprise a CaO peak and the first type is defined by positive U and K anomalies. On the other hand, the second type does not show these anomalies. Note that a Th peak does not appear in the carbonatites. The CaO

data show that first type has a richer composition in other minerals, when compared with the other. Probably, the first carbonatite type in CQ 137 drilling consists of tetraferriphlogopite carbonatite that crosscuts the sequence of deposit. While the second type in CQ 137 drilling is a massive, almost pure carbonatite, which occurs within the nelsonites, forming pockets that increase in size towards the center of the nelsonite dykes.

The statistical treatment of the geophysical measurements allowed to classify (K-means Cluster non supervised classification) the carbonatites into class 1, corresponding to 29 of total carbonatite samples and class 2, corresponding 765 of total carbonatite samples. The class 1 corresponds to a magnetic carbonatite and class 2 is non-magnetic carbonatite.

The K-means Cluster Multivariate supervised classification yielded the same results as the non supervised method.

The carbonatites of class 2 were re-classified in two other families by K-means Cluster non-supervised method, which yielded 283 samples in class 2a, corresponding to 36.99% of carbonatites and 482 samples in class 2b, corresponding to 63.01% of these rocks. The 2a population is characterized either by high Th (more than 17 cps) or, when Th is lower than 17 cps, by K higher than 29 cps. The 2b class is a low-Th and low-K population (Figure 6.6).

Statistics are shown in Table 6.5.

Table 6.5 - Statistics based of average and standard deviation of carbonatite populations 2a and 2b.

Populations	TC	K	U	Th
2a	228.97±3.99	29.41±0.46	18.43±0.40	17.13±0.51
2b	220.04±3.76	28.53±0.47	17.68±0.38	16.24±0.40

Although radiometric data suggest two different populations for carbonatite, statistical tests lead to the conclusion of non difference between the two carbonatite mineralogical types (2a and 2b populations) (Table 6.6).

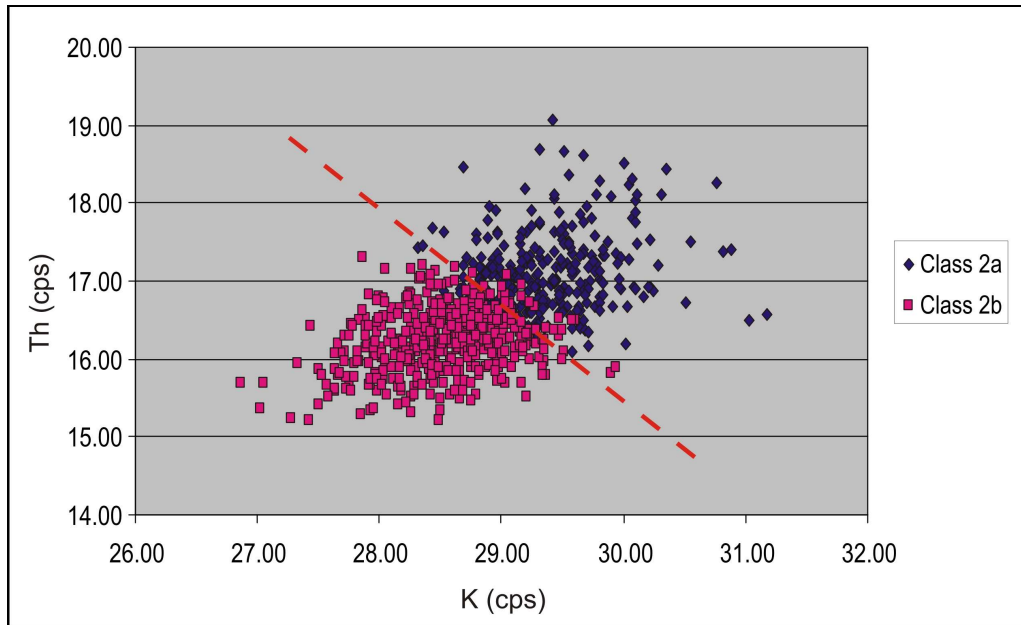


Figure 6 - Subdivision of the class carbonatites into two separate families, divided by the dashed red line. The 2a population corresponds to high Th (more than 17 cps) or, when Th is lower than 17 cps, to K higher than 29 cps. 2b is a low-Th and low-K population.

Table 6.6 – Test t and test F statistics show that there are no differences between the two carbonatite types.

Populations	Test t	Critical Values		Test F	Significance	
		Test t	Test F		Test F	Significance
TC	31.03	1.96	1.12	1.47	95%	
K	25.19	1.96	1.04	1.47	95%	
Th	67.48	1.96	1.62	1.47	95%	
U	25.86	1.96	1.11	1.47	95%	

In conclusion, gamma-ray spectrometric data were not efficient to separate the petrographic types of non-magnetic carbonatite in this study.

Other rock types

Phlogopite picrites typically occur as thin dykes that are not representative in the 2.5m sampling interval. Therefore, no attempt was made to try and determine its geophysical signature. Geophysical data were not efficient to separate the fenites from the carbonatites because the signature between these lithotypes is very similar. Based of K-means Cluster non supervised classification, there are 1 population of fenite.

3D MODELING

Initially, the data were normalized according to following equation:

$$N = \frac{K - \mu}{\sigma}$$

Where:

N = normalized value of samples

K = value of the measurement

μ = mean of the sample set

σ = standard deviation of the sample set

Multiple linear regression considering the Nb₂O₅ (%) as dependent variable and K, U, Th count rates (cps) and average magnetic susceptibility (SI) as independent variables yielded the following equation (using Minitab[®] 15.1):

$$\text{POI factor} = 0.224 + 2.62 [\text{Th}] + 0.166 [\text{CT}] - 0.421 [\text{K}] - 1.06 [\text{U}] - 0.000676 [\text{Av. Susc.}] - 0.863 [\text{U/Th}] + 1.17 [\text{U/K}] - 2.41 [\text{Th/K}]$$

A new data set for POI, which represents the Potencial Ore Indicator based on geophysics parameters from gamma-ray (K, U and Th) and magnetic susceptibility, was generated.

The new data set was the basis for the 3D modeling of the POZI distribution using the Voxler software. Voxler is a three-dimensional scientific visualization program oriented primarily toward volumetric rendering and three-dimensional data display.

The inverse distance method was adopted for gridding. This method yielded the best result, when compared with the data metric and local polynomial options. The differences between gridding methods are in the mathematical algorithms used to compute the weights during lattice node interpolation. So, these methods provide different interpretations of the data.

The *Inverse Distance* method is a weighted average interpolator and can yield either an exact or a smoothing interpolation. Data are weighted during interpolation

such that the influence of a point declines with distance from the lattice node. Weighting is assigned to data using a weighting *Power* that controls how the weighting factors drop off as distance from a lattice node increases. The greater the power, the less effective points far from the lattice node are during interpolation. As the power increases, the lattice node value approaches the value of the nearest point. For a smaller power, the weights are more evenly distributed among the neighboring data points (Davis, 1986).

The *Gridder* module interpolates scattered point data onto a uniform lattice. The utilized method was isosurface. An isosurface is a three-dimensional contour. The surface separates values less than the isovalue from values greater than it.

The first performed test showed that 39.3% of the data that was utilized for 3D model (1295 samples) presented large standardized residuals or resulted in large leverage in the model. Therefore, these samples were excluded and a new 3D model was generated, representing 57.1% of 1215 samples. Then, it was the best result obtained.

Based in the 0.5% Nb₂O₅ cut off, it was determinated the POI factor value that represents this grade, utilizing the POI factor equation. It was utilized the average values of TC, K, U, Th, U/Th, U/K, Th/K of samples. Subsequently, a surface of POI isovalues known as Potencial Ore Indicator Zone (POIZ) was generated. This isosurface represents the surface, which the cut off is 0.5% Nb₂O₅ and consequently represent the nelsonite which high values of Nb₂O₅ (Figures 6.7 and 6.8).

The Figure 6.9 shows the isosurface 0.5% Nb₂O₅ cut off.

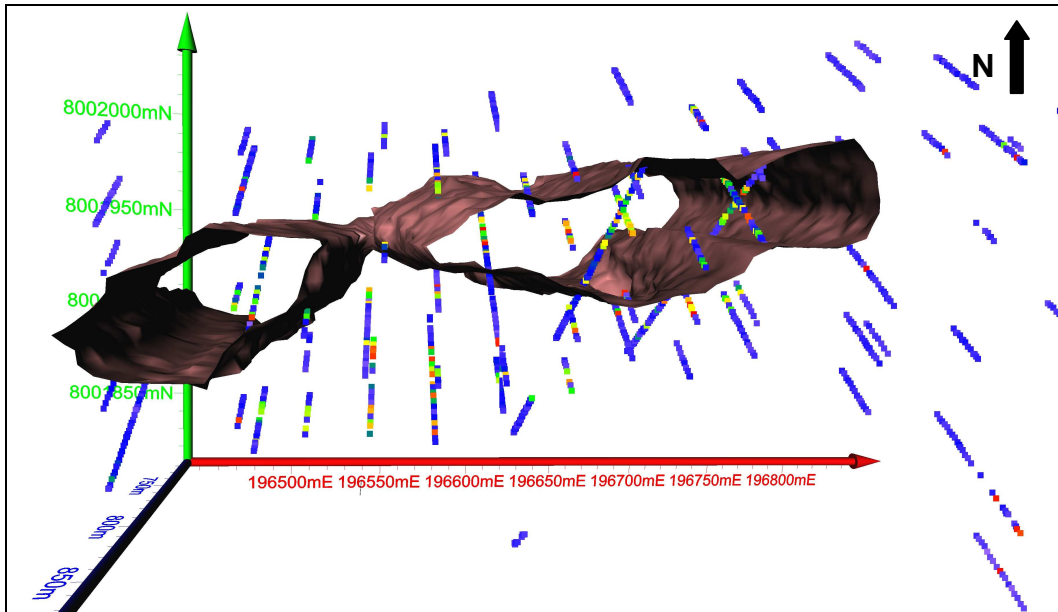


Figure 7 - Potential Ore Indicator Zone that corresponds the surface, which the Nb₂O₅ cut off is 0.5% (view from the top).

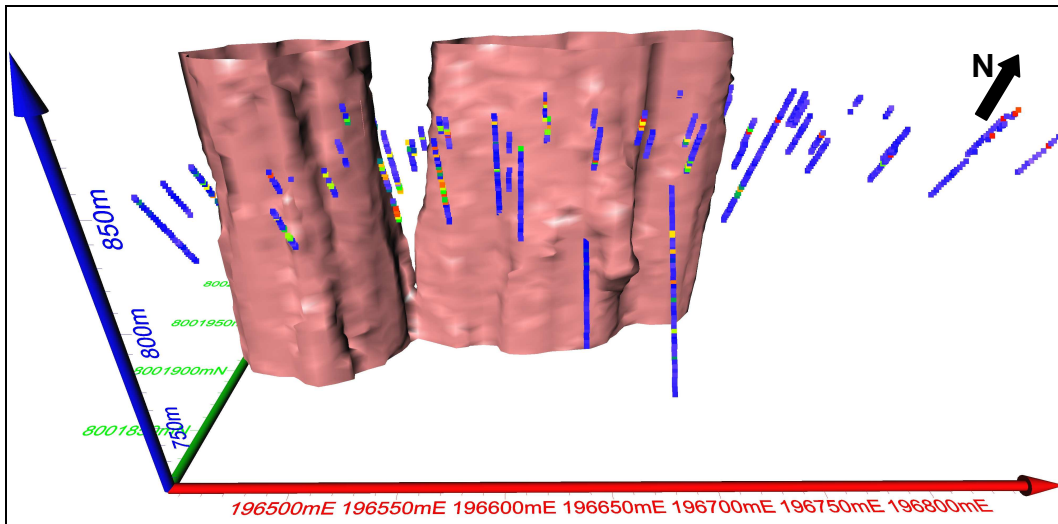


Figure 8 - Potential Ore Indicator Zone that corresponds the surface, which the Nb₂O₅ cut off is 0.5% (view from the front).

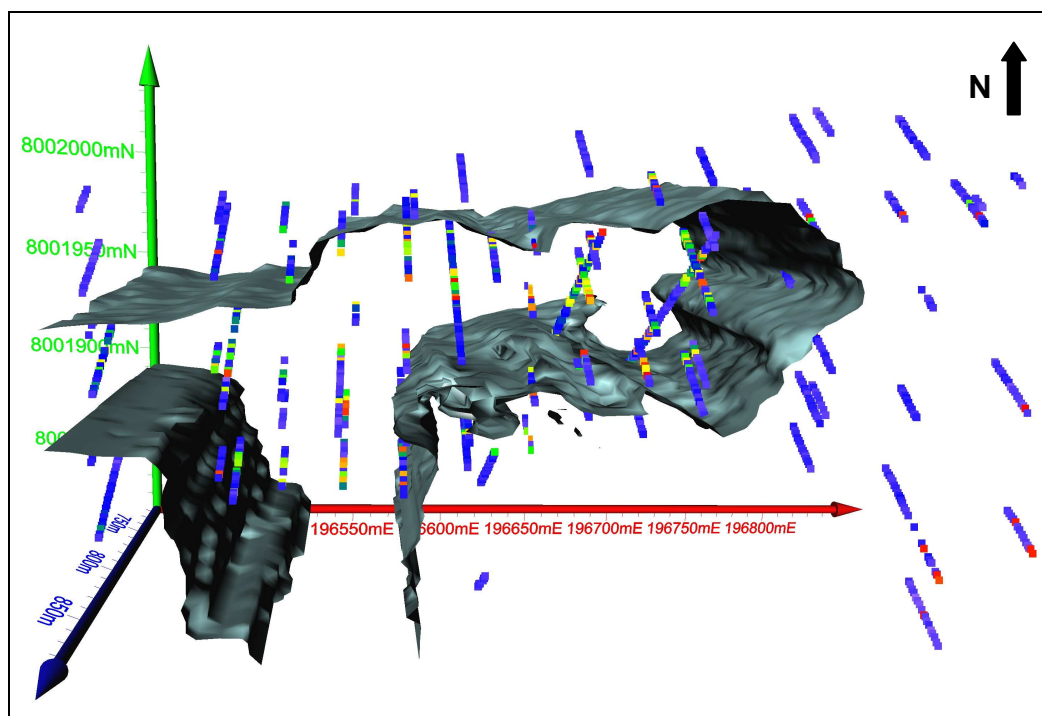


Figure 9 - Isosurface 0.5% Nb₂O₅ cut off (view from the top).

DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

Gamma-spectrometry and magnetic susceptibility allowed characterizing and discriminating nelsonite – the pyrochlore-rich ore rock from other lithotypes in the Morro do Padre Nb Deposit. This rock shows the highest values of total count (cps), K(cps), U (cps), Th (cps) and magnetic susceptibility (SI), Nb₂O₅ (%) e Fe₂O₃ (%). The other lithotypes (carbonatite, fenite, pyroxenite and phlogopite-picrite) have similar parameters to each other. Carbonatite and fenite are distinguished by CaO (%) contents.

The drillcore profile shows the evident correlation between the Nb geochemical anomaly, the positive geophysical signatures for radiometric K, U, Th, the magnetic susceptibility values and the presence of nelsonite.

There are two types of nelsonite, on the basis of CT, K, U and Th K-means Cluster non supervised classification. Magnetic susceptibility alone does not show difference in these populations. Type 1a yields more significant count rates for Th, K and TC, than 1b. These families cannot be correlated to mapped lithologies in the deposit, however type 1a could be more affected by REE present in carbonate and K from phlogopite.

Based on the radiometric measurements and magnetic susceptibility, carbonatite could be classified by the K-means Cluster non supervised method in two classes: 1,

which corresponds to a magnetic carbonatite (96% of class 1 samples with more than 100 SI) and 2, which is non-magnetic carbonatite (100% of class 2 samples with less than 100 SI).

Two types of carbonatite were recognized in the CQ 137 drill-core profile on the basis of petrographic, geophysical and geochemical data. They consist of a tetra-ferriphlogopite carbonatite and a nearly pure carbonatite.

The Potential Ore Indicator Zone defined on the basis of geophysical data coincides with the main nelsonite area, which is represented in the field by the region with highest concentration of nelsonite dykes in the Morro do Padre Deposit. This system has E-W orientation and varies between the 713m and 889m levels.

The inside part consists in nelsonites with sulfide rich carbonatite pockets and tetra-ferriphlogopite carbonatite dykes, which crosscut all the sequence. The outside is composed by primary generation of carbonatites (white carbonatites, homogeneous and composed basically by calcite).

The central of the Potential Ore Indicator Zone is narrower. It may occur because there are fewer deep drill holes in this area or partly because the geophysical measurements on these drillings did not yield high values of POI. Furthermore, posterior deeper drill holes samples show that nelsonite is present in this area. So, it suggests that these two parts are united.

The vertical distribution of the Potential Ore Indicator Zone suggests that intrusions ascended from deeper magmatic chamber and concentrated near the present surface level in the W-E direction. This fact is suggested by other research results (Palmieri, 2010).

When the Potential Ore Indicator Zone is compared with the isosurface of 0.5% Nb₂O₅ cut off value its possible to see that it is smaller. The Nb₂O₅ isosurface increases approximatedly 200m to north and 100m to south. Furthermore, there are an increase of area between 8001900mN/8001800mN and 196525mE and 196580mE (Figure 6.10)

This area will appear in the Potencial Ore Indicator Zone when it is correlated with 0.25% of Nb₂O₅ cut off value. However, it varies from 196440mE to 196570mE (Figure 6.11).

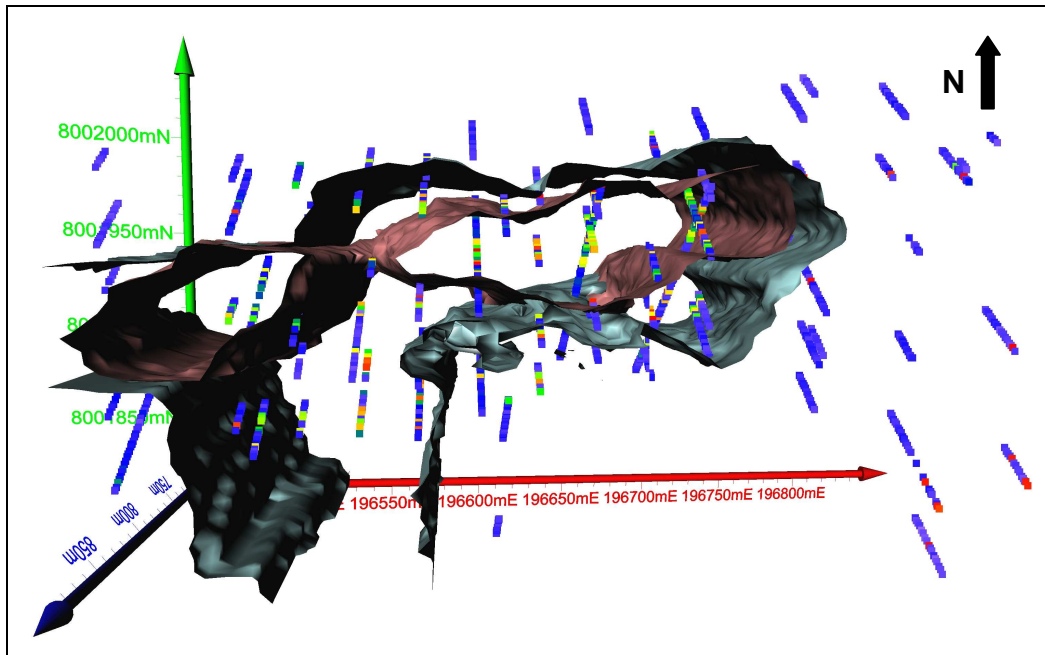


Figure 10 – Comparison of Potential Ore Indicator Zone that is represented by red surface and 0.5% Nb₂O₅ cut off that is represented by blue surface (view from the top). The Potential Ore Indicator Zone is smaller than Nb₂O₅ isosurface that increases 200m to north and 100m to south from POIZ. Furthermore, there are an increase of area between 8001900mN/8001800mN and 196525mE and 196580m (view from the top).

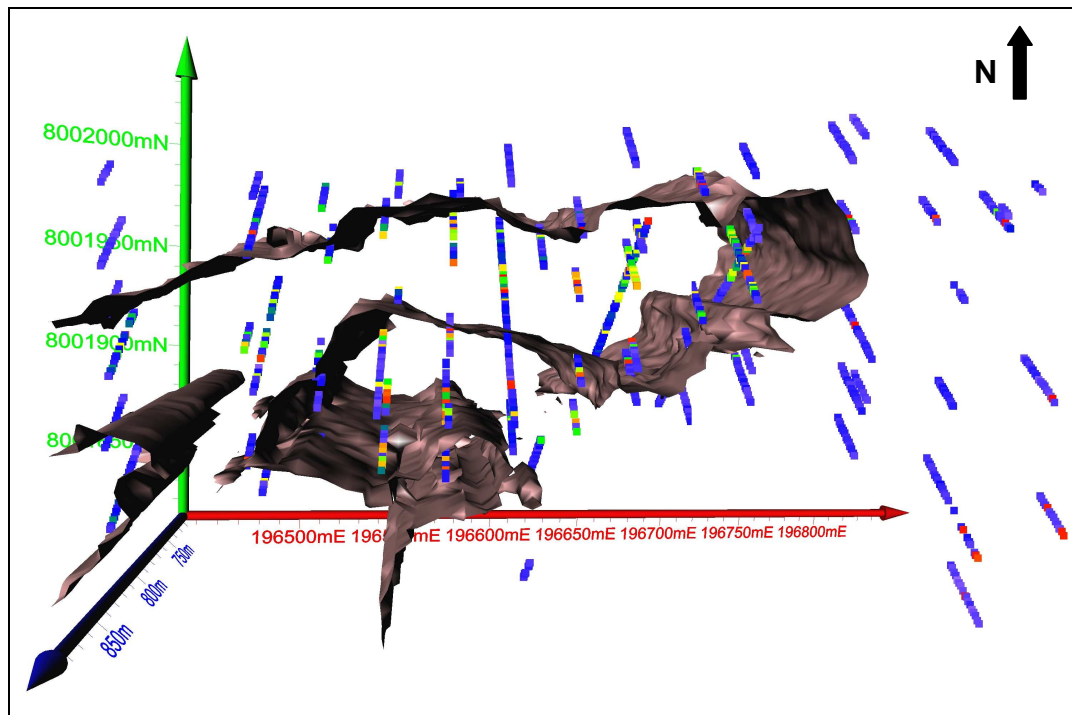


Figure 11 – Potential Ore Indicator Zone with correlation of 0.25% of Nb₂O₅ cut off value, showing an increase of area between 196440mE to 196570mE (view from the top).

The geophysics data, when are used to evaluate the spatial distribution of ore body, produced a very efficient result. In this study, the geophysical punctual measurements were compared with volumetric exploration geochemistry sampling. The lithological and structural complexity of the primary mineralization in the Morro do Padre Deposit (formed essentially of multiple stockworks of thin carbonatite and nelsonite dykes) suggest that a more detailed punctual geophysical sampling could produce better results. However, a smaller sampling interval may be economically unfeasible. An adequate balance between sampling rate and modeling results should be investigated for each specific case. A similar feature was also recognized in the nearby Catalão I phosphate deposit by Palmieri et al. (2006) and Grasso et al. (2006). They developed a successful geological mapping technique based on zones of predominance rather than individual lithotypes.

Geophysical measurements by gamma ray spectrometry and magnetic susceptibility in rock samples can be carried very rapidly. The overall geophysical work conducted in this research could be achieved in less than 110 labour hours. This technique could be an useful and cost-effective tool during mineral exploration to help the identification of hot zones in surface rock samples and in drill cores, preceding geochemistry sampling or combined with it. It can also provide a first and progressive approximation of the geometry and dimensions of the orebody and help optimizing geochemical sampling and drillhole planning.

Alkaline Carbonatites Complexes, important niobium host rock, have gamma ray spectrometry and magnetic susceptibility characteristic signatures (Gunn, 1998). So, the portable gamma ray spectrometer and magnetic susceptibility could be helpful tools for surface exploration to identify suitable environments for Nb mineralization, in addition to the investigation discussed in this paper.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is part of a MSc thesis granted by CNPq—Brazilian Council for Research and Technological Development to the first author and had the support of Mineração Catalão and Anglo American Brazil Exploration Division. The work was further supported by post-doctoral (TCJB) and research (JAB) grants from CNPq. University of Brasília is gratefully acknowledged for fieldwork support and access to

laboratory facilities. MSc. Saulo Melo is thanked for his help with geophysical modeling discussions.

REFERENCES

BROD JA. 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. *University of Durham, UK (Phd thesis)*.

BROD JA, GIBSON SA, THOMPSON RN, JUNQUEIRA-BROD TC, SEER HJ, MORAES LC, BOAVENTURA GR. 2000. Kamafugite affinity of the Tapira alkaline-carbonatite complex (Minas Gerais, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*,404-408.

BROD JA, RIBEIRO CC, GASPAR JC, JUNQUEIRA-BROD TC, BARBOSA ESR, RIFFEL BF, SILVA JF, CHABAN N, FERRARI AJD. 2004. Excursion guide: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. *Soc. Bras. Geol.*

CPRM 2004. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo-Sistema de informações geográficas-SIG e 46 folhas na escala 1:1000000, Brazil:. CD Rom Pack.

DAVIS JC. 1986. Statistics and data analysis in geology. Second Edition, New York. Geological Survey.

GIBSON SA, THOMPSON RN, DICKIN AP, LEONARDOS OH. 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136.149-165.

GIBSON SA, THOMPSON RN, LEONARDOS OH, DICKIN AP, MITCHELL JG, 1995b. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*,36:189-229.

GIERTH E, BAECKER ML. A mineralização de nióbio e as rochas alcalinas associadas no complexo Catalão I, Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. (Ed.). Principais depósitos minerais do Brasil. v. 2. MME/DNPM, Brasília, 1986. 456-462 p.

GRASSO CB, RIBEIRO CC, BROD JA, GASPAR JC, 2006. Mapeamento Geológico de detalhe (1:2000) das frentes de lavra da mina da Fosfertil Fertilizantes Fosfatados S.A. 43 Congresso Brasileiro de Geologia. Aracaju, Brazil, pp. 1-6 (CD-ROM).

MACHADO JUNIOR DL, 1992a. Geologia do Complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO). *37 Congr. Bras. Geol. (Bol. Res. Exp.). São Paulo, 94-95.*

MELO, MVLC. Química dos minerais das rochas do Complexo Carbonatítico Catalão II: implicações petrogenéticas. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 1999.

MINTY, BRS. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 17:39-50.*

PALMIERI M, FERRARI AJD., BROD JA, BARBOSA PAR., 2006. Geologia da mina de fosfato da Copebrás no Complexo Foscorítico-Carbonatítico de Catalão I. In: 43 Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Aracaju, Brazil (CD-ROM).

PALMIERI, MP, 2010. Gênese e controles do depósito de Nb do Morro do Padre, Complexo carbonatítico de Catalão II, GO.UnB. Dissertação de Mestrado. Unpublished.

PALMIERI M, SILVA SE, BROD JA, FERRARI AJD, BARBOSA PAR, JÁCOMO MH, JUNQUEIRA-BROD TC, CORDEIRO PFO. A mineralização de nióbio do Alvo Morro do Padre, Catalão II, GO. XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá, MT, 2009.

RIBEIRO CC. 2008. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do complexo carbonatítico Catalão I, GO. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 473p.