



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ALINE SILVA VIEIRA

CARACTERIZAÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
E BALANÇO DE MASSA EM ROCHAS GRANÍTICAS
HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO AURÍFERO
TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PA

MARÇO – 2011

ALINE SILVA VIEIRA

CARACTERIZAÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
E BALANÇO DE MASSA EM ROCHAS GRANÍTICAS
HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO AURÍFERO
TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Geologia do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo
Netuno Nobre Villas.

BELÉM

2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

V658c Vieira, Aline Silva

Caracterização da alteração hidrotermal e balanço de massa em rochas graníticas hospedeiras do Depósito Aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós / Aline Silva Vieira; Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas – 2011

103 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Metalogênese - Província Aurífera do Tapajós. 2. Granitóides. 3. Alteração hidrotermal. 4. Balanço de massa. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20 ed.: 553.1098115

ALINE SILVA VIEIRA

CARACTERIZAÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
E BALANÇO DE MASSA EM ROCHAS GRANÍTICAS
HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO AURÍFERO
TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Geologia do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Joel Buenano Macambira
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Dr. Evandro Luiz Klein
Doutor em Geologia
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Aos meus pais Otto Araújo Vieira e Maria Raimunda Silva Vieira
e aos irmãos Otto Junior e Murilo Oliveira

AGRADECIMENTOS

Ressalto os meus sinceros agradecimentos:

Primeiramente à Deus por ter me proporcionado essa graça alcançada, por ter me dado forças durante essa longa e árdua trajetória e me conceder o dom do conhecimento;

À minha família, em especial meus pais, pela educação, compreensão, companheirismo e incentivo durante essa longa jornada e por terem se doado inteiros e renunciarem dos seus sonhos, para que muitas vezes, pudessem realizar o meu;

Aos meus parentes e amigos, em especial minha avó Alderinda Vieira e meu padrinho Raimundo Santos pelo apoio e voto de confiança;

À minha prima Maisa Pereira pela amizade, dedicação e motivação;

À Universidade Federal do Pará, por intermédio da Faculdade de Geologia, pelo apoio financeiro e técnico para a realização deste trabalho;

Ao meu orientador Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas, pelas orientações, ensinamentos, críticas e sugestões relevantes ao desenvolvimento deste trabalho;

Aos funcionários e técnicos do Instituto de Geociências que auxiliaram no desenvolvimento da fase laboratorial, em especial a técnica Joelma, pela ajuda na confecção das lâminas;

Ao geólogo Xafi da Silva Jorge João, pela ajuda com as descrições petrográficas e pelos valiosos ensinamentos;

As minhas amigas Carla Barreto, Mayara Teixeira, Mirlane Almeida, Lilian Almeida e Érika Santiago, pela amizade, companheirismo, incentivo e diversões nas horas vagas, em particular a Érika pela grande ajuda nessa fase final do trabalho;

Ao meu grande amigo Glauber Cosenza, pelo grande incentivo e força nas horas difíceis e, sobretudo a amizade e companheirismo;

As minhas colegas Joseanna, Kamilla, Alessandra, Luciana, Gisele, Jéssica e Rodrigo pelo apoio e amizade;

As minhas amigas Silene Mafra e Ruana Oliveira pelas palavras de motivação constante e amizade;

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a execução deste trabalho.

“Só se pode alcançar um grande êxito quando nos mantemos fiéis a nós mesmos”
Friedrich Nietzsche

RESUMO

O depósito Tocantinzinho está situado na Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará, a aproximadamente 200 km ao sul da cidade de Itaituba. O presente estudo objetivou caracterizar petrográfica e geoquimicamente as rochas graníticas alteradas que hospedam este depósito, bem como efetuar balanço geoquímico de massa relacionado com a alteração hidrotermal e mineralização. No furo de sondagem F24 estudado, foram reconhecidos monzogranitos e sienogranitos, que são constituídos essencialmente por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Esses granitoides, quando alterados hidrotermalmente, revelam feições macroscópicas e coloração que permitem diferenciá-los nas variedades informais salame e *smoky*. De um modo geral, essas duas variedades são quimicamente muito similares, embora a *smoky* seja pouco mais rica em Fe_2O_3 , MgO e voláteis. Ambas apresentam grau fraco a moderado de alteração, cujos processos mais importantes foram sericitização, cloritização, silicificação, sulfetação, carbonatação e hematização. Cálculos de balanço de massa mostram que durante o processo hidrotermal, independentemente do método utilizado e dentro dos mais prováveis valores do fator volume ($f_v = 0,8 - 1,2$), registrou-se, no todo, ganho de massa, que foi variável de acordo com o tipo de alteração, tendo havido maior aporte de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO , Al_2O_3 , CaO , K_2O , H_2O , S e C. As perdas mais significativas foram de SiO_2 e Na_2O , embora tenha havido ganhos dos dois primeiros componentes durante a silicificação e carbonatação, respectivamente. Na alteração de 1m^3 de rocha, estimaram-se ganhos entre 24 e 114 kg de produtos hidrotermais, os maiores valores relacionados com a sericitização da variedade *smoky*.

Palavras chave: Metalogênese. Província Aurífera do Tapajós. Granitoides. Alteração hidrotermal. Balanço de massa.

ABSTRACT

The Tocantinzinho auriferous deposit is located in the Tapajós Gold Province, in the southwestern part of the Pará state at about 200 km south of Itaituba town. The purpose of the present work was to perform a petrographic and chemical study of the hydrothermally altered granitic host rocks of that deposit, as well as to evaluate the absolute gains and losses of components resulting from the alteration and mineralization. The intrusive body is composed of monzogranites and syenogranites, whose main mineral constituents are microcline, plagioclase, quartz and biotite. These rocks show no significant penetrative planar structures. The hydrothermally altered granitoids reveal two varieties, informally named “salame” and “smoky”, which are distinguished from each other by their macroscopic aspect and colour. In a broad way, they are chemically very similar, although the latter is slightly richer in Fe_2O_3 , MgO and volatiles. Both varieties show weak to moderate degree of alteration, being sericitization, chloritization, silicification, sulfidation, carbonatation and hematitization the most important types. Mass balance calculations showed that, regardless the method used and for volume factors ranging from 0.8 to 1.2, the rocks gained mass in amounts that were dependent upon the alteration type. $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$, MgO , Al_2O_3 , CaO , K_2O , H_2O , C and S were the components most responsible for the mass gains, whereas SiO_2 and Na_2O accounted for the most significant mass losses, although the two former components have been gained during silicification and carbonation, respectively. For every m^3 of altered granitic rock under isovolumetric conditions, estimates indicate gains varying from 24 to 114 kg of hydrothermal products, the highest values corresponding to sericitization of the smoky variety.

Keywords: Metallogenesis. Tapajos Gold Province. Granitoids. Hydrothermal alteration. Mass balance.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização do depósito Tocantinzinho	18
Figura 2.1 - Províncias geocronológicas do cráton Amazônico.	22
Figura 2.2 - Mapa de geológico da Província Aurífera do Tapajós	37
Figura 3.1 - Vista aérea do depósito Tocantinzinho.	41
Figura 3.2 - Mapa geológico do depósito Tocantinzinho.	43
Figura 4.1 - Relações entre vários tipos de alteração hidrotermal.	45
Figura 5.1 - Granitoides alterados hidrotermalmente.	50
Figura 5.2 - Fotografia de granitoides alterados hidrotermalmente	51
Figura 5.3 – Granito menos alterado.	52
Figura 5.4 – Fotomicrografia dos granitoides menos alterados	54
Figura 5.5 – Fotomicrografia da variedade granítica salame.	57
Figura 5.6 - Fotomicrografia da variedade granítica salame.	58
Figura 5.7 - Fotomicrografia da variedade granítica <i>smoky</i>	59
Figura 5.8 – Fotomicrografia em luz refletida dos minerais opacos.	61
Figura 6.1 - Diagramas de variação de CaO <i>versus</i> Fe ₂ O _{3(t)} e CaO <i>versus</i> MgO.	65
Figura 6.2 - Diagramas de variação de SiO ₂ <i>versus</i> K ₂ O e SiO ₂ <i>versus</i> Al ₂ O ₃	65
Figura 7.1 – Perdas e ganhos em g/cm ³ dos componentes maiores de amostras da variedade granítica salame.	69
Figura 7.2 – Perdas e ganhos em g/cm ³ dos componentes maiores em amostras da variedade granítica <i>smoky</i> .	71
Figura 7.3 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-27, representativa da sericitização.	74
Figura 7.4 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a sericitização.	74
Figura 7.5 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-23, representativa da cloritização.	75

Figura 7.6 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a cloritização.	76
Figura 7.7 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-26, representativa da silicificação.	77
Figura 7.8 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a silicificação.	77
Figura 7.9 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-39, representativa da carbonatação.	78
Figura 7.10 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a carbonatação.	79
Figura 7.11 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-44, representativa da sericitização.	80
Figura 7.12 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os Componentes maiores (em g/100g) durante a sericitização.	80
Figura 7.13 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-16, representativa da cloritização.	81
Figura 7.14 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a cloritização.	82
Figura 7.15 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-19, representativa da silicificação.	83
Figura 7.16 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a silicificação.	83
Figura 7.17 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-38, representativa da carbonatação.	84
Figura 7.18 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a carbonatação.	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Síntese dos dados geocronológicos das principais unidades geológicas da Província Aurífera Tapajós (PAT).	38
Tabela 6.1 – Composição química em termos dos componentes maiores e densidades (d) da amostra representativa do granito pouco alterado	63
Tabela 6.2 – Composição química em termos dos componentes maiores e densidade (d) de amostras de granitóides do depósito Tocantinzinho	64
Tabela 7.1 – Perdas e ganhos dos componentes maiores (em g/cm ³) de amostras da variedade granitoide salame calculados com base no método isovolumétrico.	70
Tabela 7.2 – Perdas e ganhos dos componentes maiores (em g/cm ³) de amostras da variedade granitoide smoky calculados com base no método isovolumétrico.	72
Tabela 8.1 - Quantidade de massa ganha pelas rochas graníticas alteradas em Kg/m ³ durante os processos de alteração do sistema Tocantinzinho.	88

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 OBJETIVOS	19
1.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	19
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO	21
2.2 LITOESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS/DOMÍNIO TAPAJÓS	23
2.2.1 Sequência Supracrustal	23
2.2.1.1 Grupo Jacareacanga	23
2.2.2 Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	24
2.2.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú	24
2.2.2.2 Monzogranito Jamanxim	24
2.2.2.3 Granito São Jorge Velho	25
2.2.2.4 Formação Vila Riozinho	25
2.2.2.5 Suíte Intrusiva Creporizão	25
2.2.3 Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	26
2.2.3.1 Suíte Intrusiva Tropas	26
2.2.3.2 Formação Moraes Almeida	26
2.2.3.3 Grupo Iriri	27
2.2.3.4 Formação Bom Jardim	27
2.2.3.5 Granito São Jorge Novo	28
2.2.3.6 Granito Jardim do Ouro	28
2.2.3.7 Suíte Intrusiva Parauari	29
2.2.3.8 Suíte Intrusiva Ingarana	29
2.2.3.9 Olivina Gabro Rio Novo	30
2.2.3.10 Anortosito Jutai	30
2.2.3.11 Gabro São Domingos	31

2.2.3.12 Gabro Serra Comprida	31
2.2.3.13 Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo	31
2.2.4 Magmatismo Intracontinental	32
2.2.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha	32
2.2.4.2 Granito Pepita	33
2.2.4.3 Granito Caroçal	33
2.2.4.4 Granito Porquinho	33
2.2.4.5 Diabásio Crepori	34
2.2.5 Coberturas Sedimentares	34
2.2.5.1 Formação Novo Progresso	34
2.2.5.2 Formação Buiucu	35
2.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental	35
2.2.6.1 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	35
2.2.7 Depósitos Cenozóicos	36
2.3 MINERALIZAÇÃO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS	40
3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO TOCANTINZINHO	41
4 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	44
4.1 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	44
4.1.1 Metassomatismo alcalino potássico	46
4.1.2 Alteração propilítica	46
4.1.3 Alteração sericítica	46
4.1.4 Alteração argílica	47
4.1.5 Alteração argílica avançada	47
4.1.6 Silicificação	47
4.1.7 Carbonatação	48
4.1.8 Cloritização	48
5 RESULTADOS	49
5.1 PETROGRAFIA	49
5.1.1 Descrição macroscópica	49
5.1.2 Descrição microscópica	51

5.1.2.1 Granitoide menos alterado	51
5.1.2.2 Granitoide Alterado	55
5.1.2.2.1 <i>Variedade Salame</i>	55
5.1.2.2.1 <i>Variedade Smoky</i>	58
5.1.3 Minerografia	60
6 GEOQUÍMICA	62
7 BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA	66
7.1 PERDAS E GANHOS DE COMPONENTES	67
7.1.1 Amostra de referência	67
7.1.2 Método Isovolumétrico	68
7.1.2.1 Variedade Salame	68
7.1.2.2 Variedade <i>Smoky</i>	71
7.1.3 Método de Gresens	73
7.1.3.1 Variedade salame	73
7.1.3.1.1 Sericitização	73
7.1.3.1.2 Cloritização	75
7.1.3.1.3 Silicificação	76
7.1.3.1.4 Carbonatação	78
7.1.3.2 Variedade <i>smoky</i>	79
7.1.3.2.1 Sericitização	79
7.1.3.2.2 Cloritização	81
7.1.3.2.3 Silicificação	82
7.1.3.2.4 Carbonatação	84
8 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	86
9 CONCLUSÕES	89
REFERÊNCIAS	91
ANEXOS	95
Anexo 1	96
Anexo 2	97
Anexo 3	98
Anexo 4	99
Anexo 5	100

Anexo 6	101
Anexo 7	102
Anexo 8	103

1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), localizada na porção centro-sul do Cratón Amazônico, faz parte do cinturão orogênico Tapajós-Parima, de idade paleoproterozóica e orientação geral NNW-SSE, que atravessa esse cráton de norte a sul (Santos et al. 2000). A PAT compreende uma área de mais de 80.000 km² dentro de um polígono balizado grosso modo pelas cidades de Itaituba, Jacareacanga, Castelo dos Sonhos, Novo Progresso e Moraes de Almeida, no estado do Pará.

O depósito Tocantinzinho está situado a cerca de 200 km ao sul da cidade de Itaituba, às margens do rio Tocantins, afluente do rio Jamanxim, tendo como referência as coordenadas geográficas de 56°30' W e 6°05' S (Figura 1.1). É, hoje, o maior depósito aurífero conhecido na PAT, formado por um corpo mineralizado com aproximadamente 700m de comprimento, 100-150m de largura e 300m de profundidade (Pereira, 2006 apud Klein & Carvalho, 2008). Os recursos totais do Tocantinzinho estão estimados em 50,5 t de Au contidas em 36,03Mt de minério com teor médio de 1,4 g/t Au (Lopez 2006 apud Klein & Carvalho op. cit). Alinha-se com outros depósitos congêneres (Palito, São Jorge, Batalha, Cuiú-Cuiú) na direção NW-SE dentro de uma estrutura conhecida como zona de cisalhamento Tocantinzinho. Trata-se de uma mineralização epigenética que foi perpetrada por fluidos que também causaram intensa alteração hidrotermal no granito encaixante de idade em torno de 2,0 Ga (Marília Castilho, comunicação verbal) provavelmente correlacionável ao Monzogranito Jamanxim.

Os trabalhos existentes sobre o depósito Tocantinzinho se limitam a relatórios internos da empresa de mineração Jaguar Resources do Brasil Ltda., subsidiária da Brazauro Resources Corporation, que foi, há até pouco tempo, a detentora dos direitos de lavra. São relatórios de divulgação restrita e, em geral, contendo dados de cunho exploratório e de viabilidade econômica. As informações geológicas são escassas e nada existe sobre os processos e produtos da alteração hidrotermal que se associam à mineralização.

Os primeiros trabalhos sistemáticos de exploração mineral para ouro primário no depósito Tocantinzinho remontam a 1997/1998, quando a Minera Altoro realizou

mapeamento geológico, amostragem geoquímica de solos, sondagem a trado mecanizado e amostragem geoquímica de canaletas. Foram, então, identificadas importantes anomalias de ouro com extensão e largura, respectivamente, de 1000 e 400 m. Não obstante os bons resultados, o projeto não foi adiante àquela época por conta dos baixos preços do ouro no mercado internacional.

A Jaguar Resources assumiu o projeto no 2º semestre de 2003 e iniciou um programa de sondagem rotativa diamantada no início de 2004. Há hoje aproximadamente 17.000 m de testemunhos oriundos de quase 50 furos de sondagem. Recentemente, os direitos de exploração e lavra foram adquiridos pela Eldorado Gold, que intensificou o programa de sondagens sob a responsabilidade de sua subsidiária Unamgen Mineração e Metalurgia Ltda.

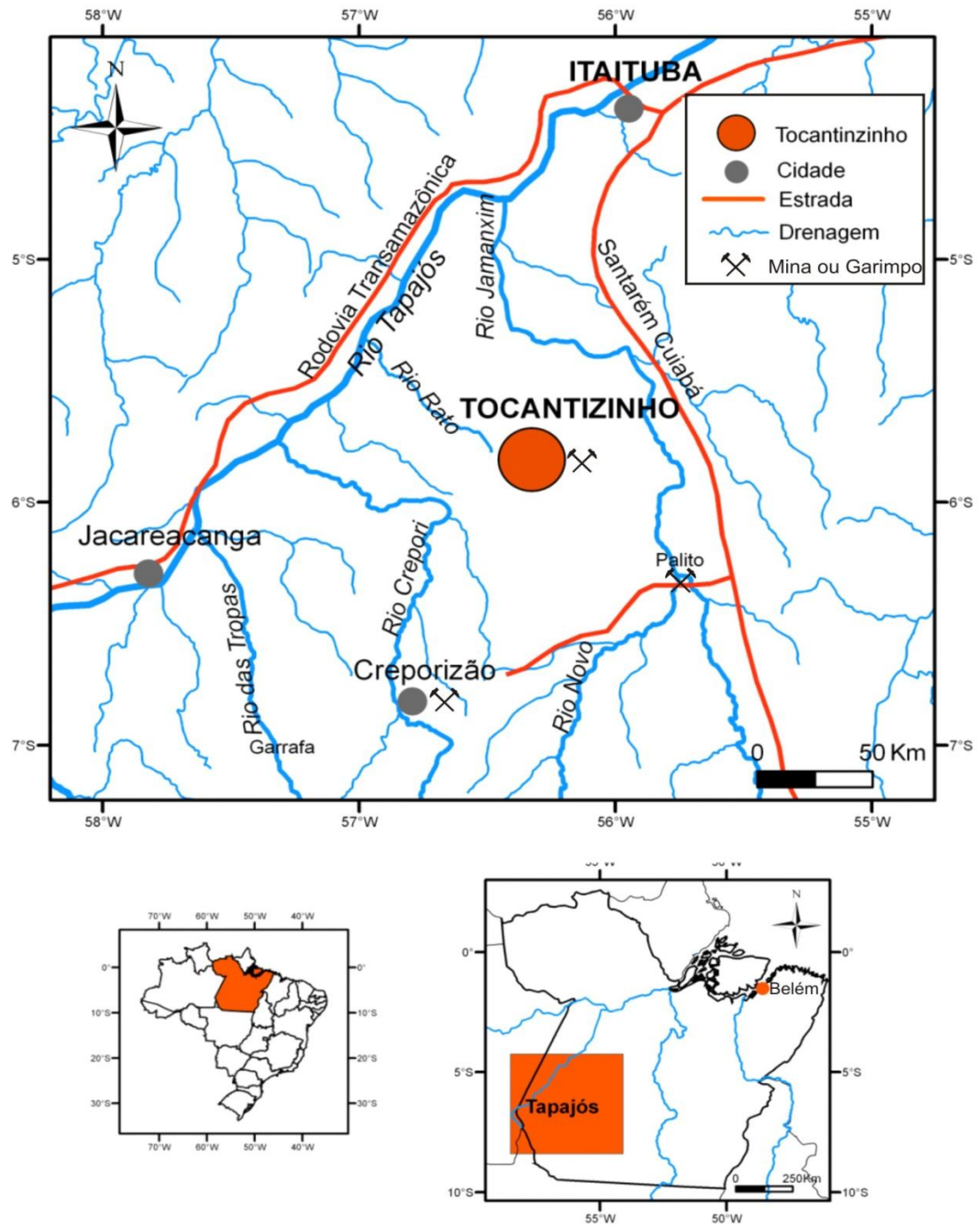


Figura 1.1. – Mapa de localização do depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho teve como principal objetivo a caracterização da alteração hidrotermal que ocorreu no granito hospedeiro do minério aurífero, não só em termos químicos e mineralógicos, mas também em termos do balanço de massa decorrente da interação fluido-rocha.

1.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

a) Pesquisa bibliográfica

O levantamento bibliográfico abrangeu trabalhos relacionados com a geologia da PAT, alteração hidrotermal e métodos de avaliação de balanço de massa. Dados sobre o depósito Tocantinzinho foram obtidos de relatórios internos da empresa de mineração que opera/operou na área, os quais têm circulação muito restrita.

b) Trabalhos de campo

Não foi realizado trabalho de campo, tendo em vista que o orientador já havia coletado as amostras necessárias para o desenvolvimento do trabalho em viagem realizada em maio/2008.

c) Trabalhos de laboratório

1. Descrição macroscópica e documentação fotográfica dos testemunhos do furo de sondagem (TOC-24). Como neste furo não houve testemunho representante do granito menos alterado, utilizou-se testemunhos dos furos (TOC-175-01 e TOC-177-01) para ajudar no cálculo do balanço de massa já que estes representam o granito pouco alterado coletados no Alvo Tocantinzinho;

2. Análise petrográfica de dezesseis lâminas delgadas polidas, em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2, de luz transmitida e refletida, para identificar as associações mineralógicas e definir relações texturais;

3. Determinação da densidade das amostras representativas do granito não alterado e das zonas de alteração, utilizando-se a balança de Jolly, do Laboratório de Mineralogia Aplicada do Instituto de Geociências da UFPA;

4. Britagem e pulverização das amostras que foram realizadas na Oficina de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFPA, para análises químicas;

5. Análises químicas para componentes maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 , além de perda ao fogo, C e S) por fluorescência de raios-X após fusão com tetraborato de lítio, da perda ao fogo por calcinação a 1000°C e do S (fluorescência de raios-x, pó prensado) realizados pelo laboratório da Acme;

d) Aplicação dos métodos isovolumétricos (Rios et al., 1995) e Gresens (1967) para cálculo das perdas e ganhos dos constituintes das rochas

e) Tratamento e interpretação dos dados

f) Redação da monografia

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

O cráton Amazônico (CA), localizado na parte norte da América do Sul, é uma das maiores áreas cratônicas do mundo com área de cerca de $4,3 \times 10^5 \text{ km}^2$. Está dividido nos escudos das Guianas, ao norte, e Brasil Central, ao sul, que estão separados pelas bacias sedimentares fanerozóicas do Solimões e Amazonas.

Seis grandes províncias geocronológicas foram identificadas no cráton Amazônico, de acordo com Tassinari; Macambira (1999): Amazônica Central (PAC) com idade superior a 2,3 Ga; Maroni-Itacaiúnas (PMI) com idade de 2,2 – 1,95 Ga; Ventuari-Tapajós (PVT) com idade de 1,95 – 1,80 Ga; Rio Negro-Juruena (PRNJ) com idade de 1,80 – 1,55 Ga; Rondoniana-San Ignácio (PRSI) com idade de 1,55 – 1,3 Ga; e Sunsás (PS) com idade 1,3 – 1,0 Ga (Figura 2.1).

A Província Ventuari-Tapajós (PVT), de maior interesse neste trabalho, pois nela se localiza o depósito Tocantinzinho, ocupa a porção centro-sul do CA e é limitada a leste pela PAC e a oeste pela PRNJ. Nela foram identificados, de NW para SE, os domínios Parima, Uaimiri, Tapajós e Alta Floresta (SANTOS et al., 2004), os dois primeiros cortados pelo cinturão orogênico K'Mudku, e o domínio Uaimiri separado do domínio Tapajós pela bacia paleozóica do Amazonas. Esses domínios apresentam evolução geológica entre 2,03-1,87 Ga, *trend* estrutural NNW-SSE, rochas de arcos magmáticos de afinidade cálcio-alcálica, além de algumas rochas metassedimentares e metabasálticas e comparável metalogenia aurífera.

Tendo em vista que os limites da PAT (Figura 2.2) são praticamente coincidentes com os do domínio Tapajós, serão abordados aqui somente aspectos da geologia deste domínio, deixando-se de descrever os demais.

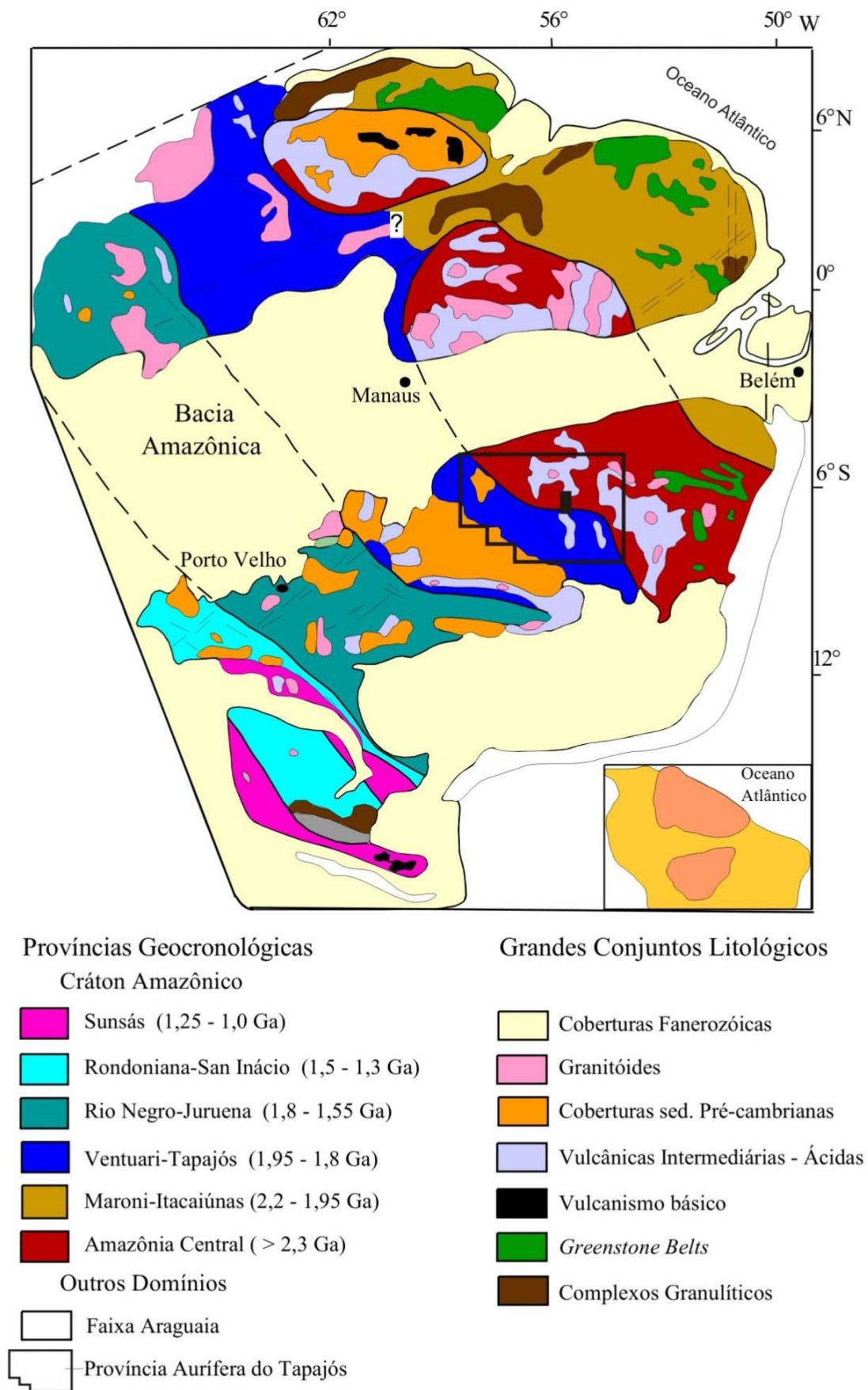


Figura 2.1: Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999). Modificado por Lamarão et al. (2001).

2.2 LITOESTRATIGRAFIA DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS/DOMÍNIO TAPAJÓS

A maior parte da Província Aurífera do Tapajós (PAT) situa-se no estado do Pará e apenas uma pequena parte, a noroeste, pertence ao estado do Amazonas. Há vários empilhamentos estratigráficos para a PAT, sendo aqui adotado o que foi proposto por Vasquez; Rosa-Costa (2008) e apresentado na Tabela 2.1.

2.2.1 Sequência Supracrustal

2.2.1.1 Grupo Jacareacanga

Representa as rochas mais antigas da província, com exposição no sudeste do Amazonas, que estão estruturadas segundo os *trends* NW-SE a NNW-SSE, exibindo dobras apertadas e grau metamórfico da fácies xisto-verde. Este grupo é constituído por rochas metassedimentares (clásticas e químicas) e metavulcânicas máfico-ultramáficas subordinadas, que incluem quartzo-mica-xistos, talco-clorita-tremolita xistos e actinolita-xistos, filitos, metaargilitos e metagrauvacas, além de quartzitos, formação ferríferas bandadas e metassilexitos. É cortado por granitóides da Suíte Parauari e mostra contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, definido por falhas ou zonas de cisalhamento, oblíquas e sinistrais (FERREIRA, 2000)

Santos et al., (2000) dataram grãos de zircão detrítico de xisto e determinaram idades U-Pb entre 2098 e 2875 Ma com predomínio de valores em torno de 2,1 Ga (Tabela 2.1), interpretando a unidade como uma sequência turbidítica, intercalada com basaltos oceânicos, e relacionada a bacias de retroarco e de fossa oceânica. Por outro lado, Ferreira op. cit., defende que as sucessões siliciclásticas e químicas do Grupo Jacareacanga foram depositadas em ambiente plataformar, em que o vulcanismo máfico-ultramáfico foi subordinado.

2.2.2 Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

2.2.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú

É formado predominantemente por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, bandados e porfiroclásticos, com associações minerais estabilizadas em condições metamórficas de médio a alto grau. As rochas do Complexo Cuiú-Cuiú foram deformadas por zonas de cisalhamento dúctil de direção NW-SE a NNW-SSE, tendo desenvolvido estruturas S/C, bem como por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de direção NW-SE.

Corpos intrusivos das suítes Creporizão, Parauari, Ingarana e Maloquinha e também o Granito Carochal cortam as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú.

Datações U-Pb em zircão de ortognaisses e granitóides forneceram idades entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (Tabela 2.1), segundo Santos et al., 2000 e 2001.

2.2.2.2 Monzogranito Jamanxim

No baixo rio Jamanxim, afloram corpos granitoides, alguns de dimensões batolíticas, que mostram composição monzogranítica rica em Fe e textura rapakivi. Esses corpos foram incluídos na unidade que passou a ser chamada de Monzogranito Jamanxim.

Santos et al. (2004) a dataram em 1997 ± 5 Ma (Tabela 2.1) pelo método U-Pb (SHRIMP) em titanita e zircão, defendendo que esta idade indica uma posição temporal intermediária entre as unidades Creporizão e Cuiú-Cuiú, e que o Monzogranito Jamanxim é produto de um segundo arco continental dentro da orogenia Cuiú-Cuiú.

2.2.2.3 Granito São Jorge Velho

Definido por Lamarão; Dall'Agnol (2002), aflora nos arredores e ao sul de Vila Riozinho, bem como ao longo do rio Jamanxim e do riozinho das Arraias. É um corpo irregular, de dimensões batolíticas, formado por rochas pouco deformadas, geralmente isótropas. Nas bordas nordeste, noroeste e oeste afloram rochas dioríticas a quartzo - dioríticas, enquanto mais para o centro e constituindo a fácies dominante ocorrem rochas monzograníticas.

Lamarão et al. (2002) obtiveram idades Pb-Pb em zircão de 1981 ± 2 Ma em anfibólio-biotita monzogranito e 1983 ± 8 Ma em biotita leucomonzogranito.

2.2.2.4 Formação Vila Riozinho

Denominada por Lamarão et al. (2002), é formada por rochas vulcânicas intermediárias e félsicas com assinatura geoquímica diferente e com idade mais antiga que as das rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Iriri. Litologicamente é composta por andesitos basálticos, traquitos e riolitos.

Mostra idades de cristalização, por evaporação de Pb em zircão, de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma (Tabela 2.1) e assinatura cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica, idêntica a de arcos magmáticos maduros.

2.2.2.5 Suíte Intrusiva Creporizão

A Suíte Intrusiva Creporizão distribui-se segundo um *trend* regional de cisalhamento NW-SE e consiste em sienogranitos e monzogranitos com granodioritos e tonalitos subordinados e mais raramente quartzo-monzodioritos.

Santos et al. (2001) e Vasquez et al. (2000a) por meio dos métodos U-Pb e Pb-Pb (evaporação) em zircão obtiveram idades entre 1984 ± 1 e 1957 ± 6 Ma, além de uma idade de 1997 ± 3 (Tabela 2.1).

2.2.3 Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

2.2.3.1 Suíte Intrusiva Tropas

Esta unidade aflora no rio Tropas e foi estendida aos igarapés Coatá Grande e Coatá Pequeno, dois afluentes da margem esquerda do rio Tapajós. É constituída litologicamente por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos (FERREIRA et al., 2004).

Santos et al. (2004) constatarem assinatura cálcio-alcálica e relacionaram esta suíte a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga, com base em datações U-Pb em zircão e titanita que forneceram idades entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma (Tabela 2.1).

2.2.3.2 Formação Moraes Almeida

Definida por Lamarão et al. (2002), esta unidade é representada por rochas vulcânicas ácidas isótropas que afloram nos arredores da cidade de Moraes Almeida. Predominam ignimbritos fortemente soldados e oxidados, ricos em fragmentos de cristais e líticos. A noroeste de Moraes Almeida ocorrem derrames de composição riolítica e coloração acinzentada, enquanto ao norte foram identificadas pequenas ocorrências de rochas vulcânicas traquíticas. Datações Pb-Pb em zircão revelaram idades de 1890 ± 6 Ma para os riolitos, 1881 ± 4 Ma para os traquitos e 1875 ± 4 Ma para os ignimbritos (LAMARÃO et al., 2002).

2.2.3.3 Grupo Iri

O grupo Iri é dividido nas formações Salustiano e Aruri (PESSOA et al., 1977 apud VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). A Formação Salustiano consiste predominantemente de riolitos e dacitos, enquanto que a Formação Aruri consiste de ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos. O Granito Porquinho e os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha são intrusivos nas rochas do Grupo Iri.

Os riolitos apresentam assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (LAMARÃO et al., 2002). Da mesma forma que os ignimbritos, os riolitos apresentam idades de cristalização entre 1890 ± 6 e 1870 ± 8 Ma, obtidas pelo método de evaporação de Pb e U-Pb em zircão (Tabela 2.1, DALL'AGNOL et al., 1999c; MOURA et al., 1999; VASQUEZ et al., 1999; SANTOS et al., 2001; LAMARÃO et al., 2002 apud VASQUEZ; ROSA-COSTA, op. cit.).

2.2.3.4 Formação Bom Jardim

Esta unidade ocorre na forma de derrames associados às rochas do Grupo Iri, e consiste em andesitos porfíricos, basaltos amigdaloidais, traquiandesitos, traquitos e latitos, que se acham cortados por diques andesíticos e lamprófíricos, os quais foram nomeados informal e respectivamente de Andesitos Joel-Mamoal (VASQUEZ, 2000b) e Lamprófiros Jamanxim (ALMEIDA et al., 1977 apud VASQUEZ; ROSA-COSTA, op. cit.).

Esta formação apresenta assinatura cálcio-alcalina alto K a shoshonítica (Ferreira 2000c; Vasquez; Ricci, 2006 apud Vasquez, 2008).

Lamarão et al. (2002) determinaram pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão extraídos de traquito próximo à localidade de Moraes Almeida, idade de cristalização em 1881 ± 4 Ma (Tabela 2.1). Dados isotópicos de Nd dos diques andesíticos ($\epsilon_{Nd}^{1,9Ga}$ de -2,38 e T_{DM} de 2,26 Ga - SANTOS et al., 2000) e do

traquito ($\epsilon\text{Nd}_{1,88\text{Ga}}$ de -1,98 e T_{DM} de 2,29 Ga – LAMARÃO et al., 2005) sugerem fontes paleoproterozóicas com pequena contribuição crustal.

2.2.3.5 Granito São Jorge Novo

Cunhado por Lamarão; Dall'Agnol (2002), foi identificado inicialmente em furos de sondagem na área mineralizada do depósito São Jorge, mas constatou-se mais tarde que aflora também ao sul do granito São Jorge Velho. É formado por anfibólio-biotita-monzogranito a quartzo-monzonito e biotita-leucomonzogranito mineralógica e texturalmente similares a rochas equivalentes do Granito São Jorge Antigo. Textura rapakivi local, enclaves (< 5 cm) microgranulares subarredondados e diques de aplito rosados são muito comumente observados.

Datação Pb-Pb em zircão em anfibólio-biotita monzogranito da área mineralizada forneceu idade de 1891 ± 3 Ma (Tabela 2.1) para este corpo (LAMARÃO et al., 2002).

2.2.3.6 Granito Jardim do Ouro

Esta unidade é constituída por anfibólio-biotita monzogranito porfirítico, que aflora na porção noroeste da região de Vila Riozinho, às margens do rio Jamanxim, em domínio morfologicamente arrasado. Onde já estudado, mostra-se isento de deformações e/ou transformações hidrotermais intensas. Apresenta coloração rosa acinzentada e fenocristais centimétricos (<5cm) de álcali-feldspato rosado.

Datação Pb-Pb em zircão revelou idade de 1880 ± 3 Ma (Tabela 2.1) para este granito (LAMARÃO et al., 2002).

2.2.3.7 Suíte Intrusiva Parauari

Os granitóides desta suíte ocorrem em forma de batólitos ou *stocks* elípticos, alongados segundo NW-SE e são intrusivos nem rochas do Grupo Jacareacanga e do Complexo Cuiú-Cuiú. São representados principalmente por granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, porém ocorrem subordinadamente tonalitos e corpos subvulcânicos de composição dacítica.

Constituem rochas cálcio-alcálicas de médio a alto potássio, predominantemente metaluminosas, e com características de arco vulcânico bem similares às de intrusões encontradas em margens continentais ativas fanerozóicas (BRITO, 2000a).

Datações pelo método U-Pb em zircão na região do garimpo Rosa de Maio (alto curso do rio Parauari) forneceram idades de 1.880 ± 14 Ma (SANTOS, 1999 apud BRITO, op. cit). Amostras de monzogranito e sienogranito foram datadas pelo método Pb-Pb em zircão por evaporação e obtidas idades de 1883 ± 2 Ma e 1882 ± 4 Ma, respectivamente (VASQUEZ et al. 2000b; BAHIA; QUADROS, 2000).

2.2.3.8 Suíte Intrusiva Ingarana

Os corpos da Suíte Intrusiva Ingarana exibem geralmente formas irregulares e se encontram orientados segundo E-W e NW-SE. Litologicamente consistem em augita-gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, com monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados.

Quimicamente, essas rochas são classificadas como basaltos e andesito-basaltos cálcio-alcálicos, de médio a alto potássio (MONTEIRO, 2000).

Dados geocronológicos apontam idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma para um leuconorito (Tabela 2.1) pelo método de evaporação de Pb em zircão (VASQUEZ et al., 2000a). É ainda indicada, com base em isótopos de Nd, fonte

juvenil paleoproterozóica com pequena contaminação crustal para um gabro desta suíte (SANTOS et al., 2000).

2.2.3.9 Olivina Gabro Rio Novo

A unidade Olivina Gabro Rio Novo foi cunhada por Vasquez et al. (2000b). Trata-se de um corpo alongado na direção NW-SE, intrusivo no batólito granítico Jardim de Ouro da Suíte Intrusiva Parauari e recoberto por rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri, sendo composto por gabros isotrópicos e equigranulares.

Datação por evaporação de Pb em zircão forneceu duas populações com idades médias de 1999 ± 3 e 1967 ± 3 Ma, mas em um cristal foi registrado 1878 ± 3 Ma (VASQUEZ et al., op. cit.; Tabela 2.1). Os resultados foram interpretados como pouco conclusivos para caracterizar um magmatismo máfico mais antigo que 1,88 Ga, além de serem conflitantes com as relações de contato observadas. Os cristais mais antigos que 1,88 Ga são provavelmente herdados e os mais jovens, apesar de pouco representativos, devem significar a idade mínima de cristalização do corpo.

2.2.3.10 Anortosito Jutai

O Anortosito Jutai é um corpo máfico elipsoidal composto por anortositos e magnetita gabros, geralmente isotrópicos, equigranulares e de granulação média. Esta unidade é intrusiva na Suíte Parauari e revelou idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma (SANTOS et al., 2001; Tabela 2.1).

2.2.3.11 Gabro São Domingos

O Gabro São Domingos foi identificado a partir de expressivas anomalias magnéticas, que sugerem a existência de corpo máfico em subsuperfície, e de um perfil de alteração intempérica, típico de rochas máficas.

Vasquez; Rosa-Costa (2008) atribuíram a este corpo, ao qual comumente estão associadas mineralizações auríferas, idade paleoproterózoica (1,88 Ga), a mesma do magmatismo máfico que gerou a Suíte Intrusiva Ingarana, o Anortosito Jutaí e o Olivina Gabro Rio Novo.

2.2.3.12 Gabro Serra Comprida

De acordo com Vasquez et al. (2000c), o Gabro Serra Comprida apresenta a forma de um grande dique orientado na direção NW-SE, com cerca de 21 km de comprimento por até 5 km de largura, que corta granitóides da Suíte Creporizão. É composto predominantemente por gabros, mas também ocorrem dioritos inequigranulares isótipos de granulação média a grossa.

Com argumentos similares aos apresentados para o Gabro São Domingos, Vasquez et al. (op. cit.) atribuíram ao corpo Serra Comprida idade em torno de 1,88 Ga.

2.2.3.13 Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo

Este corpo forma um stock com eixo maior segundo ENE-WSW, ainda que mostre um segmento com inflexão para NW-SE, sendo intrusivo em granitóides da Suíte Creporizão. É composto predominantemente por quartzo monzogabro, mas, subordinadamente, ocorrem quartzo monzonitos, microgabros e microquartzo sienitos (VASQUEZ, 2000b).

Dados isocrônicos Rb-Sr de rochas mineralizadas a ouro e alteradas hidrotermalmente forneceram idade mínima de 1.732 ± 82 Ma para o evento da mineralização e, conseqüentemente, para o corpo máfico associado (TASSINARI, 1996 apud VASQUEZ, op. cit.).

2.2.4 Magmatismo Intracontinental

2.2.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha é constituída por *stocks* e batólitos, que formam ora intrusões circulares alinhadas na direção N-S ora alongadas com eixo maior orientado nas direções NNW-SSE e NW-SE (KLEIN et al., 1997 apud BRITO, 2000b). Esses corpos são intrusivos nos Complexo Cuiú-Cuiú e suítes Creporizão e Parauari, com alojamento geralmente controlado por falhamentos (VASQUEZ et al., 2000b).

Do ponto de vista composicional, a Suíte Maloquinha é composta principalmente por alaskitos, sienogranitos e monzogranitos (BRITO, 2000b) de afinidade alcalina (tipo A), típica de ambiente extensional intracontinental (BRITO et al., 1997; LAMARÃO et al., 2002 e VASQUEZ et al., 2002 apud VASQUEZ, 2008).

Vasquez et al., 1999 e Lamarão et al. (2002) obtiveram idade de cristalização de 1882 ± 4 e 1880 ± 9 Ma para granitos desta suíte por evaporação de Pb em zircão. Santos et al. (2001) determinaram idades U-Pb em zircão entre 1877 ± 12 e 1864 ± 18 Ma, porém também foram identificados cristais de zircão herdados neoarqueanos e orosirianos (Tabela 2.1).

2.2.4.2 Granito Pepita

O Granito Pepita mostra forma circular e é levemente alongado na direção NNW-SSE, sendo intrusivo nos Complexo Cuiú-Cuiú, Suíte Intrusiva Parauari, Suíte Intrusiva Ingarana e nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (BRITO, 2000c).

É constituído de feldspato alcalino granitos, hololeucocráticos, de coloração rosa avermelhada e creme, geralmente equigranulares e de granulação média. A assinatura geoquímica indica tratar-se de rochas subalcalinas a alcalinas, de caráter levemente peraluminoso (BRITO, op. cit.).

O Granito Pepita foi datado em 1872 ± 4 Ma (Tabela 2.1) pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão (SANTOS et al., 2004).

2.2.4.3 Granito Caroyal

O Granito Caroyal é um batólito isótropo orientado segundo NW-SE. Consiste de sienogranitos e monzogranitos com biotita, leucocráticos, de coloração vermelha a cinza rosada e textura equigranular grossa a porfirítica, os quais revelam afinidade cálcio-alcalina de alto potássio, em contraste com a alcalina dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (ALMEIDA et al., 1999 apud VASQUEZ, 2008).

Santos et al. (2004) obtiveram idades de cristalização pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão de 1870 ± 4 Ma (Tabela 2.1).

2.2.4.4 Granito Porquinho

O Granito Porquinho é um batólito de forma elíptica que fácies representadas tanto por álcali-feldspato granitos e biotita-granitos como por riebeckita granitos e hastingsita granitos porfiríticos (PRAZERES et al., 1979 apud BAHIA; QUADROS,

2000). Essas rochas, geradas em ambiente intraplaca, apresentam caráter alcalino peraluminoso, com alguns termos metaluminosos e peralcalinos nas porções mais centrais da suíte, enquanto que as bordas apresentam tendências alcalinas, compatíveis com a fácies a anfibólio sódico que lá ocorre (BAHIA; QUADROS, op. cit.).

Santos et al. (2004) obtiveram idades de cristalização pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão de 1786 ± 14 Ma (Tabela 2.1).

2.2.4.5 Diabásio Crepori

O Diabásio Crepori ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m. É composto por rochas melanocráticas de cores preta e cinza esverdeada, geralmente microgranulares e isótropas, que incluem diabásios, olivina diabásios e microgabros.

Santos et al. (2002) obtiveram uma idade de cristalização pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão de 1780 ± 7 Ma (Tabela 2.1).

2.2.5 Coberturas Sedimentares

2.2.5.1 Formação Novo Progresso

Esta formação ocorre em forma de crista e cuevas com orientação NNW-SSE, sendo composta por conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos a subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, subordinadamente, por seixos arredondados de granito em uma matriz arcossiana. Essas rochas são sotopostas por arenitos líticos e arcossianos de granulação fina, cinza claros, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos, de cor rosa (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

2.2.5.2 Formação Buiúçu

A Formação Buiúçu consiste em arcóseos, arcósios líticos, arenitos ortoquartzíticos, conglomerados e, subordinadamente, siltitos, argilitos e tufo cineríticos intercalados. Este conjunto foi intrudido por soleiras e diques do Diabásio Crepori.

O intervalo de sedimentação desta unidade foi estimado com base em dados U-Pb obtidos entre 1.778 Ma (idade mínima) que corresponde à idade registrada em baddeleyita proveniente do Diabásio Crepori, e 1890 Ma (idade máxima) referente à idade das unidades fontes (Suíte Parauari e Formação Iriri) dos sedimentos (SANTOS et al., 2000).

2.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

2.2.6.1 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

A Suíte Intrusiva Cachoeira Seca é representada por dique máfico orientado segundo E-W, que corta granitos da Suíte Maloquinha. Trata-se de diabásio rico em olivina que é correspondente hipoabissal de gabros troctolíticos e de troctolitos. Em geral, são rochas de granulação fina a média, melanocráticas e isótropas (VASQUEZ et al., 2000b).

Pessoa et al. (1977) apud Vasquez et al. (op. cit.) apontam assinatura alcalina, enquanto que Quadros et al. (1998) apud Vasquez et al. (op. cit.) assinalam tendência toleítica magnesiânica para as rochas da Suíte Cachoeira Seca.

Santos et al. (2002) obtiveram para um troctolito desta suíte idade de 1186 ± 12 Ma pelo método U-Pb em baddeleyita (Tabela 2.1).

2.2.7 Depósitos Cenozóicos

Sob esta denominação, estão incluídos as coberturas lateríticas, os terraços fluviais e sedimentos aluvionares, de idade pleistocênica a holocênica, os últimos de grande importância por terem sustentado, durante quase três décadas, a atividade garimpeira e a produção de ouro na PAT.

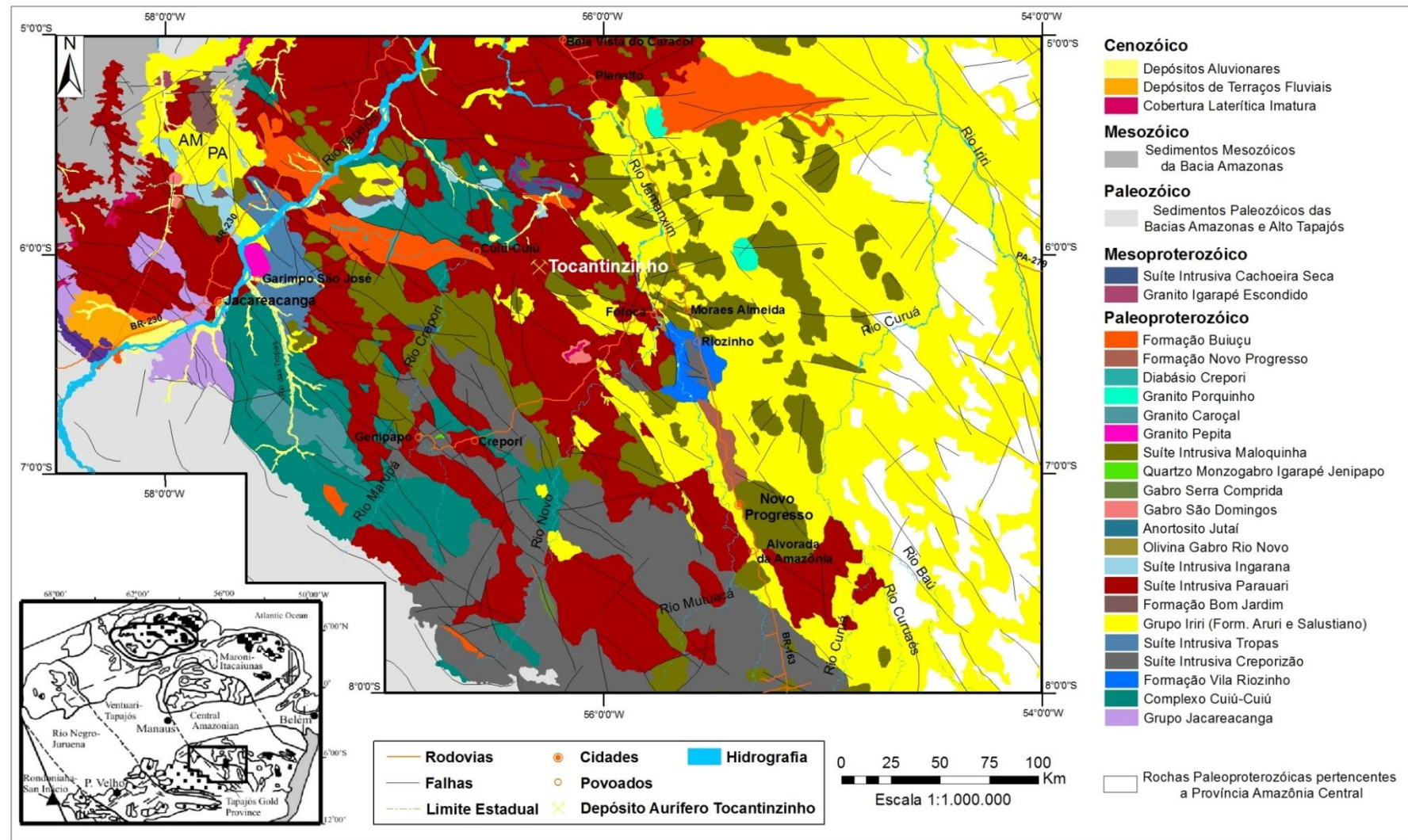


Figura 2.2: Mapa de geológico da Província Aurífera do Tapajós, com destaque para a localização do depósito aurífero Tocantinzinho. Fonte: SIG do mapa geológico do Estado do Pará (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) e SIG do mapa geológico do Estado do Amazonas (REIS, 2006).

Tabela 2.1: Síntese dos dados geocronológicos das principais unidades geológicas da Província Aurífera Tapajós (PAT).

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idades de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	T _{DM} (Ga)	εNd(t)
Magmatismo Máfico Intracontinental	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1072 ± 18, 1046 ± 27 ¹⁵	K-Ar rt, pl		
		1186 ± 12 ¹⁶	U-Pb S bd		
Magmatismo Intracontinental	Diabásio Crepori	1780 ± 7 ¹⁶	U-Pb S bd		
	Suíte Intrusiva Porquinho	1786 ± 14 ⁸	U-Pb S zr		
	Granito Caroyal	1870 ± 4 ³	U-Pb S zr		
	Granito Pepita	1872 ± 4 ⁸	U-Pb S zr		
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1877 ± 12, 1874 ± 7, 1871 ± 8, 1864 ± 18 ³	U-Pb S zr	2,60 e 2,53 ¹	-6,67 e -2,84 ¹
		1880 ± 9 ⁶ , 1882 ± 4 ¹¹	Pb-Pb zr	2,28 a 2,23 ⁷	-0,72 a -2,45 ⁷
Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Anortosito Jutai	1878 ± 8 ³	U-Pb S ti		
	Olivina Gabro Rio Novo	1878 ± 3 ¹⁰	Pb-Pb zr		
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881 ± 11 ⁸	U-Pb S bd	2,24 ¹	-0,87 ¹
		1881 ± 3, 1888 ± 7 ⁸	U-Pb S zr		
		1887 ± 3 ⁹	Pb-Pb zr		
	Suíte Intrusiva Parauari	1883 ± 4 ³	U-Pb S zr		
		1883 ± 8 ¹⁴ , 1883 ± 2 ¹⁰	Pb-Pb zr		
		1879 ± 11 ¹	U-Pb T zr		
	(Granito Jardim do Ouro*)	1880 ± 3 ⁶	Pb-Pb zr	2,32 ⁷	-1,82 ⁷
	(Granito São Jorge Jovem*)	1891 ± 3 ⁶	Pb-Pb zr	2,43 e 2,32 ⁷	-5,21 e -2,68 ⁷
	Formação Bom Jardim	1881 ± 4 ⁶	Pb-Pb zr	2,29 ⁷ e 2,26 ¹	-1,98 ⁷ e -2,38 ¹
	Grupo Iri	1886 ± 3 ¹⁷	Pb-Pb zr	2,78 ¹⁹	-7,92 ¹⁹
				2,67 a 2,60 ⁵	-7,3 a -6,3 [#]
				3,13 e 2,88 ¹⁸	-11,6 e -9,7 ¹⁸
		1870 ± 8 ⁶	U-Pb S zr	2,45 ¹	-1,37 ¹
		1893 ± 3, 1888 ± 2 ¹¹ , 1888 ± 2 ¹² , 1888 ± 6 ¹³	Pb-Pb zr	2,37 e 2,34 ⁷	-2,47 e -2,83 ⁷
	Formação Moraes Almeida	1890 ± 6, 1875 ± 4 ⁶	Pb-Pb zr	2,44 e 2,30 ⁷	-3,05 e -2,26 ⁷
	Suíte Intrusiva Tropas	1897 ± 2, 1893 ± 3 ⁸	U-Pb T zr, ti		
		1892 ± 6, 1907 ± 9, 1896 ± 5 ⁸	U-Pb S zr		
		1898 ± 5 ³	U-Pb S zr		

Fonte: Vasquez; Rosa-Costa (2008).

Tabela 2.1 (Continuação)

Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Creporização	$1997 \pm 3, 1984 \pm 1^9$	Pb-Pb zr		
		$1974 \pm 6, 1970 \pm 12, 1957 \pm 6^3$	U-Pb S zr		
	(Granito São Jorge Velho *)	$1983 \pm 8, 1981 \pm 2^6$	Pb-Pb zr	2,41 a 2,26 ⁷	-1,03 a -2,68 ⁷
	(Monzogranito Jamanxim*)	1997 ± 5^8	U-Pb S zr, ti		
	Formação Vila Riozinho	$2000 \pm 4, 1998 \pm 3^6$	Pb-Pb zr	2,49 a 2,28 ⁷	-1,09 a -3,71 ⁷
	Complexo Cuiú-Cuiú	2011 ± 23^1	U-Pb T zr	2,16 a 2,09 ⁵	+1,8 e +2,6 [#]
		$2033 \pm 7, 2016 \pm 5, 2015 \pm 9, 2012 \pm 8, 2005 \pm 7^3$	U-Pb S zr		
Sequencia Metavulcano-Sedimentar	Grupo Jacareacanga	$2125, 2106, 2098, 2875^1$	U-Pb T zrd		

Fonte: Vasquez; Rosa-Costa (2008).

Abreviaturas: S. SHRIMP; T. ID-TIMS; rt. rocha total; pl. plagioclásio; bd. baddeleyita; mz. monazita; ti. titanita; zr. zircão; zrd. zircão detrítico; εNd (t). calculado para idade de cristalização; [#] - recalculado para novo (t); * - denominação usada exclusivamente pelos autores.

Referências: 1 – Santos et al. (2000); 2 – Almeida et al. (2001b); 3 – Santos et al. (2001); 4 – Tassinari (1996); 5 – Sato e Tassinari (1997); 6 – Lamarão et al. (2002); 7 – Lamarão et al. (2005); 8 – Santos et al. (2004); 9 – Vasquez et al. (2000a); 10 – Vasquez et al (2000c); 11 – Vasquez et al. (1999); 12 – Dall’Agnol et al. (1999); 13 – Moura et al. (1999); 14 – Brito et al. (1999); 15 – Pessoa et al. (1977); 16 – Santos et al. (2002); 17 – Teixeira et al. (2002a); 18 – Teixeira et al. (2002b); 19 – Vasquez (2006).

2.3 MINERALIZAÇÃO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Na PAT, o ouro está hospedado em vários litotipos que se formaram em diversos ambientes tectônicos e ocorre 1) como ouro visível em veios de quartzo, 2) inclusos ou na estrutura de sulfetos que se concentram em lentes centimétricas ou 3) na forma de *stockwork* (Coutinho et al. 2008).

De acordo com Faraco et al. (1997), a maioria dos veios mineralizados mostra direção preferencial NE-SW, discordantes à principal estruturação regional NW-SE e E-W, o que sugere se tratar de veios extensionais. Outros veios, porém, são concordantes àquela estruturação, sugerindo que houve diferentes épocas e/ou processos de mineralização.

O minério aurífero é constituído por diferentes proporções de óxidos (magnetita, hematita, rutilo e ilmenita), sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita, galena, esfalerita, bornita, molibdenita, covellita e cobaltita), sulfossais (tetraedrita) elementos nativos (ouro e prata), além de fases portadoras de telúrio ou bismuto.

As mineralizações afetaram praticamente todas as unidades arqueanas e proterozóicas da PAT, havendo, entretanto, uma incidência maior nas unidades Parauari e Maloquinha (Faraco et al. op. cit.).

3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO TOCANTINZINHO

O depósito Tocantinzinho localiza-se no município de Itaituba, às margens do rio Tocantins, afluente do rio Jamanxim (Figura 3.1).



Figura 3.1: Vista aérea do depósito Tocantinzinho. No canto direito superior, o rio Tocantins, afluente do rio Jamanxim. Fonte: Jaguar Resources Ltda.

De acordo com Mello (2007), os litotipos que ocorrem na área são constituídos principalmente por rochas granitóides que não apresentam estruturas planares penetrativas significativas, o que indica que não foram submetidos à importante perturbação tectônica desde a sua formação, porém foram afetados por alteração hidrotermal em grau variado. A composição desses granitóides é variada, identificando-se sieno a monzogranitos, quartzo-sienito e quartzo-monzonito. Além dos corpos graníticos, ocorrem andesitos, que apresentam texturas porfirítica e matriz afanítica, bem como diques de riolito com textura porfirítica e matriz afanítica, que afloram na porção central da área e cortam as rochas graníticas e andesíticas, constituindo, assim, as manifestações ígneas mais jovens do depósito (Figura 3.2).

A alteração hidrotermal e a mineralização afetaram todos os litotipos presentes no depósito, porém em diferentes graus de intensidade, concentrando-se

principalmente nas rochas graníticas. O granito hospedeiro, onde mineralizado possui aspecto e coloração vermelha que lembra um salame, e quando possui coloração cinza é identificado como tipo *smoky*, e por conta disso os sondadores e equipe da Eldorado Gold nomearam informalmente como do tipo salame e *smoky*.

O andesito encontra-se altamente alterado para clorita, carbonato e sericita. Pode ter influenciado de alguma maneira o controle da distribuição do ouro nos sistemas de veios presentes na área, porém não apresenta significativa quantidade de minério.

Os diques de riolito apresentam coloração creme a verde claro e encontram-se intensamente sericitizados e contêm veios e vênulas de quartzo e carbonatos.

As principais alterações hidrotermais que ocorrem são hematitização, sericitização, cloritização, silicificação, sulfetação e carbonatação.

O ouro do depósito é associado a uma zona de *stockwork* de veios de quartzo (responsáveis por carregar a maior parte da mineralização, que está intimamente associada com a pirita) com diversos *trends*, tendo como principais os de direção N20-30°E e N70-80°E. Dois tipos principais de veios são encontrados nesta zona: (1) quartzo-clorita ± pirita e (2) quartzo acinzentado-clorita-carbonato-pirita ± calcopirita ± galena ± esfalerita, este último com altos teores de Au.

De acordo com Geller (2004), são reconhecidas três formas de ocorrência de ouro neste depósito: a) em vênulas de pirita e em veios de quartzo; b) inclusões em cristais de galena; e c) inclusões nos cristais de hessita.

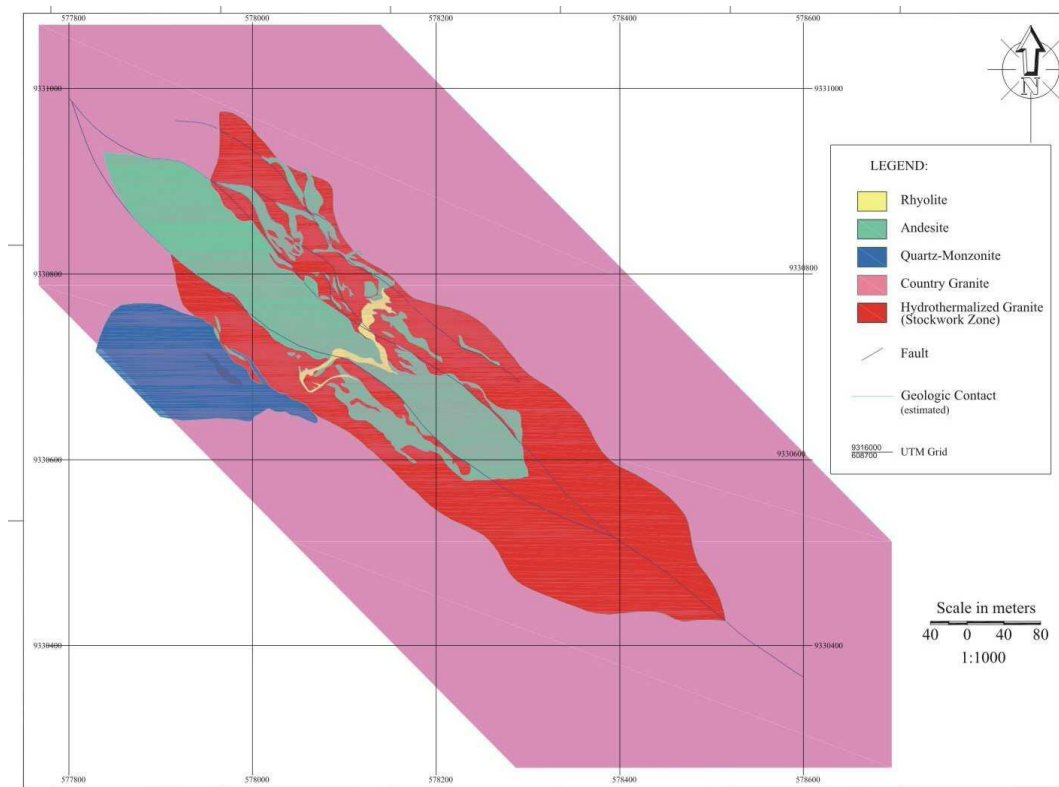


Figura 3.2: Mapa geológico do depósito Tocantinzinho. Fonte: Jaguar Resources Ltda.

4 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve transformações químicas, mineralógicas e texturais resultantes da interação de fluidos aquosos quentes com as rochas por onde circulam, sob determinadas condições físico-químicas (PIRAJNO, 2009). Soluções aquosas, fases voláteis e fluidos supercríticos constituem os fluidos hidrotermais, os quais, quando em desequilíbrio com as rochas, as transformam em resposta a gradientes termais, de pressão e químicos, notadamente de H^+ e OH^- e de componentes voláteis (por exemplo B, CO_2 , H_2S , F). Em essência, fluidos hidrotermais atacam quimicamente os constituintes minerais das rochas, que tendem a se re-equilibrar, formando novas associações minerais estáveis sob as novas condições de P, T, X. O processo é essencialmente metassomático, ou seja, há troca de componentes químicos entre fluidos e as rochas. Os principais fatores controladores dos processos de alteração são: (1) natureza das rochas; (2) composição dos fluidos; (3) pressão e temperatura; e 4) razão fluido:rocha.

4.1 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os principais tipos de alteração hidrotermal envolvem metassomatismo alcalino (sódico ou potássico), propilitização, sericitização, argilização (alteração argílica e argílica avançada), silicificação e carbonatação.

As relações entre vários desses tipos de alteração hidrotermal, comuns em sistemas porfíricos e epitermais, estão apresentadas no gráfico $T \times \log a_{K^+}/a_{H^+}$ (Figura 4.1.). Normalmente, com a evolução desses sistemas hidrotermais, a razão a_{K^+}/a_{H^+} diminui acompanhada por queda na temperatura e na pressão (PIRAJNO, op. cit.), mas variações importantes podem também ser devidas à composição e reatividade da rocha, tipo de estruturas percoladas, permeabilidade, realimentação do sistema hidrotermal e mistura de fluidos.

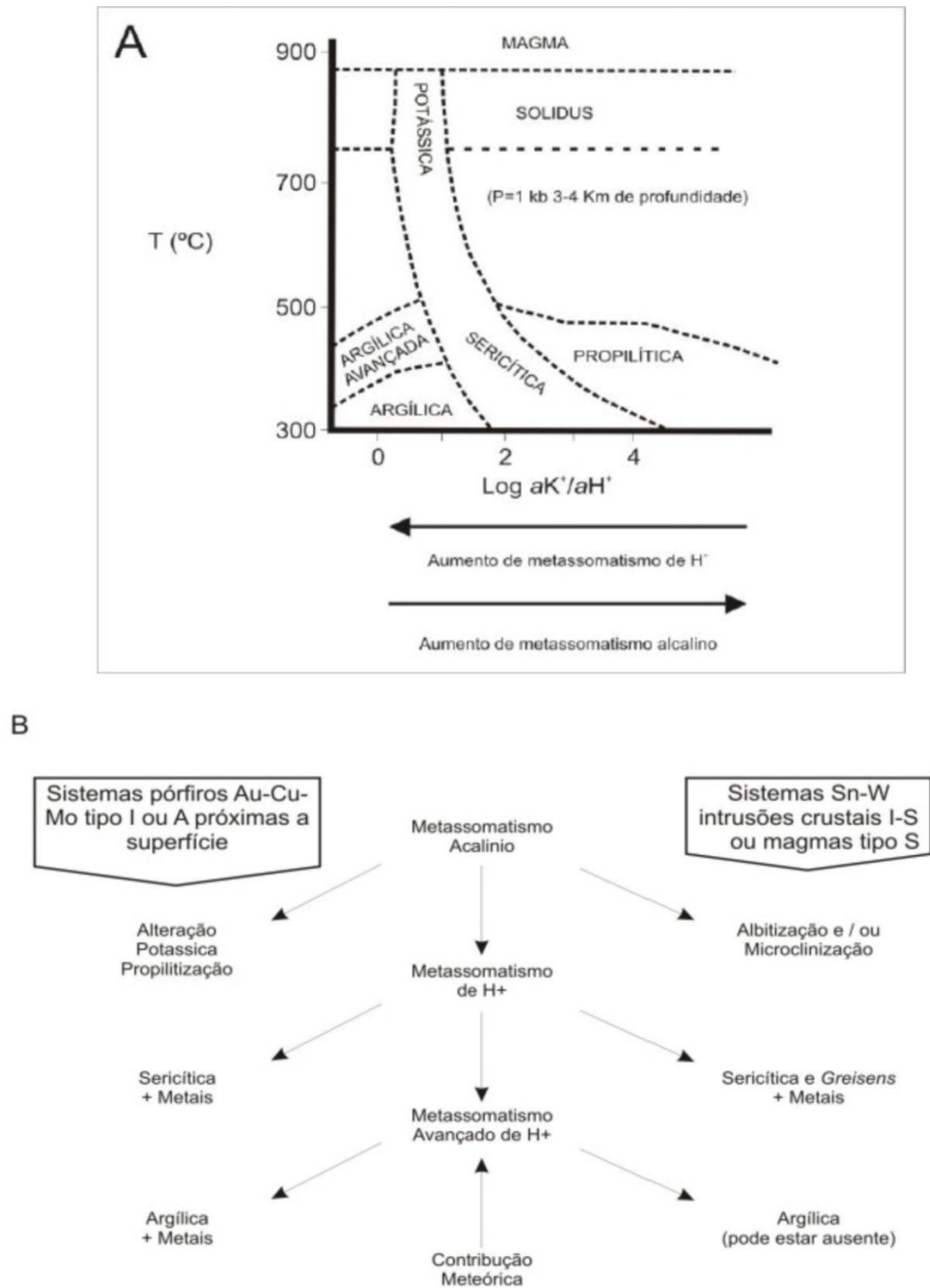


Figura 4.1. Relações entre vários tipos de alteração hidrotermal (A) Esquema de evolução de um sistema hidrotermal em função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ . À medida que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas, há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução da alteração alcalina para argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ havendo, como consequência, uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e crescimento de novas fases minerais (zonas de greisenização e alteração sericítica). Intenso metassomatismo de H^+ deve-se à entrada de água meteórica no sistema, provocando mais oxidação e produção de H^+ . A esse processo podem ser associadas as zonas de alteração argílica e lixiviação ácida (PIRAJNO, 2009).

4.1.1 Metassomatismo alcalino potássico

O metassomatismo alcalino se caracteriza pela substituição de feldspatos primários por microclina (microclinização) ou por albita (albitização) e por quartzo, resultando em núcleos de plagioclásio com borda de feldspato potássico e vice-versa.

As associações de minerais típicas desse tipo de alteração são feldspato potássico + biotita + quartzo (intersticial), feldspato potássico + clorita e feldspato potássico + biotita + magnetita, podendo estar presentes, em diversas proporções, albita, sericita, anidrita, apatita e, localmente, rutilo. Sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita comumente fazem parte da paragênese.

4.1.2 Alteração propilítica

A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H_2O , CO_2 e, localmente, S no sistema, e pela formação de clorita e de minerais cálcicos e/ou sódicos. A associação mineralógica típica é composta por epidoto (zoisita e clinozoisita), albita, clorita, septeclorita, carbonato, comumente com sericita, pirita ou óxido de ferro e menos comumente com zeólita ou montmorillonita (MEYER; HEMLEY, 1967).

4.1.3 Alteração sericítica

A alteração sericítica é o tipo de alteração mais comum, estando presente na maioria dos depósitos hidrotermais. Esta alteração se deve a desestabilização do feldspato na presença de H^+ , OH^- , K^+ e S. A associação mineralógica típica é mica branca (muscovita, paragonita, fengita, fuchsita e roscoelita), quartzo e pirita (MEYER; HEMLEY, op. cit.).

4.1.4 Alteração argílica

Esta alteração corresponde comumente ao estágio mais tardio de alguns sistemas hidrotermais. Os feldspatos são transformados em argilominerais devido à intensa lixiviação ácida em baixas temperaturas e com baixa atividade de íons alcalinos, especialmente de potássio (PIRAJNO, 2009). É caracterizada pela presença da montmorillonita, illita, clorita, caulinita, dickita, haloisita e allofano.

4.1.5 Alteração argílica avançada

Este tipo de alteração é devido ao intenso ataque ácido, que provoca lixiviação mais ou menos completa dos cátions alcalinos e acarreta a destruição completa dos feldspatos e das fases máficas silicatadas. Os minerais típicos dessa alteração são dickita, caulinita, barita, pirofilita, alunita e diásporo; além disso, também podem estar presentes sulfetos (digenita, covelita e enargita), topázio, turmalina e argilominerais amorfos (PIRAJNO, op. cit.).

4.1.6 Silicificação

Segundo (MEYER; HEMLEY, 1967), silicificação envolve um aumento na proporção de sílica em uma rocha alterada. Este componente pode ser adicionado hidrotermalmente, e se alojar em fraturas, formando veios. Em outros casos, pode resultar da alteração do feldspato alcalino para sericita ou de seletiva lixiviação hidrotermal, que deixa a sílica na forma de quartzo hidrotermal. Este tipo de alteração normalmente é mais associado com a deposição de sulfetos, sendo o quartzo o mineral mais abundante.

5.1.7 Carbonatação

Assim como a sericita e a clorita, o carbonato é bastante comum entre os minerais de alteração hidrotermal. Magnésio, cálcio, ferro e manganês são os principais metais que se juntam às espécies de carbonato para formar a assembléia de alteração (MEYER; HEMLEY, 1967).

5.1.8 Cloritização

Esta alteração caracteriza-se em geral pela adição de grandes quantidades de magnésio e/ou ferro na zona de alteração, levando à produção de clorita. Este filossilicato pode estar presente isoladamente, ou com o quartzo ou sericita, turmalina em uma simples associação. Usualmente integra a associação propilítica, junto com albita, epidoto e carbonatos. Paragonita, cloritóide, talco, septeclorita e anfibólios podem também estar associados a cloritização (MEYER; HEMLEY, op. cit.).

5 RESULTADOS

5.1 PETROGRAFIA

5.1.1 Descrição macroscópica

As amostras utilizadas neste estudo referem-se a testemunhos do furo F-24, entre as profundidades de 28,30 e 350,33 m, o qual atravessou rochas de composição monzogranítica, faneríticas, leucocráticas e de granulação grossa a média.

Essas rochas estão via de regra alteradas e foram separadas informalmente, com base em critérios macroscópicos, nas variedades salame e *smoky* pela equipe técnica da empresa Eldorado Gold.

As colorações avermelhada a rósea dos cristais de microclina e a esbranquiçada dos cristais subarredondados de quartzo conferem aspecto de salame à parte dos granitoides, daí a analogia, enquanto que a variedade *smoky* exibe coloração esverdeada com tons acinzentados (Figura 5.1). Vênulas e veios de clorita, quartzo e carbonato são comuns (Figura 5.2 A), principalmente na variedade *smoky*, que mostra maior grau de alteração. Os sulfetos ocorrem normalmente em vênulas de quartzo e clorita (Figura 5.2 B), e são mais abundantes na variedade salame, que é, assim, mais mineralizada, distribuindo-se de forma concentrada (dominante) e dispersa pelos testemunhos.



Figura 5.1 – Granitoides alterados hidrotermalmente. (A) variedade salame e (B) variedade *smoky*.

Os granitoides foram afetados por tectônica de caráter rúptil que os fraturaram e deformaram. Localmente, foram identificadas feições cataclásticas, bem como brechas (Figura 5.2 C), mais notadamente na variedade *smoky*.

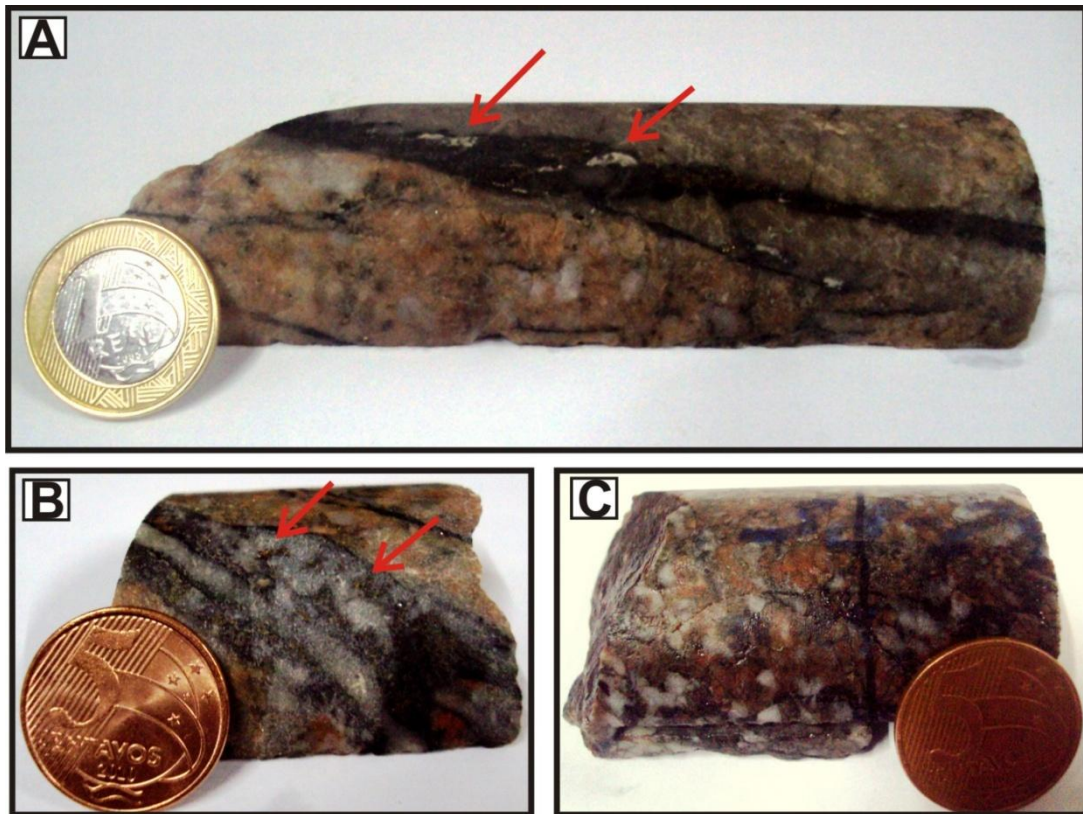


Figura 5.2 – Fotografia de granitoides alterados hidrotermalmente. (A) Observa-se vênulas poliminerálicas constituídas por clorita, carbonato (em destaque) e sulfetos. (B) Vênulas poliminerálicas constituídas por quartzo, clorita e sulfetos (em destaque). (C) Brecha.

5.1.2 Descrição microscópica

5.1.2.1 Granitoide menos alterado

Dentre as amostras estudadas, duas (TOC-175-01 e TOC-177-01) estão bem pouco alteradas e são as que melhor representam a composição original do granito. São constituídas essencialmente por microclina (40-35%), plagiocásio (30-25%), quartzo (35-30%) e biotita (6%), além das fases acessórias primárias zircão, apatita e magnetita. Mica branca, clorita, hematita e argilominerais são os minerais de alteração, porém perfazem menos que 3% do volume da rocha. Com base nas proporções modais, trata-se de amostras de monzogranito (Figura 5.3).

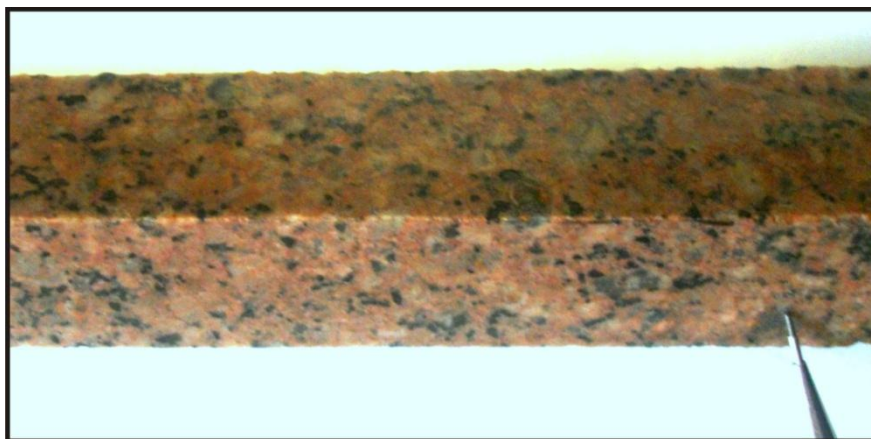


Figura 5.3 – Granito menos alterado. Nota-se ausência de vênulas.

Os cristais de microclina são essencialmente subédricos, mas formas anédricas são observadas, e mostram dimensões entre 5 e 15 mm. O maclamento em grade é predominante. Os intercrescimentos pertíticos são muito comuns, sobretudo os tipos em filete (*string*) e em retalho (*patch*). Localmente, observam-se cristais com textura *rapakivi* (Figura 5.4 A). Inclusões de plagioclásio subédrico e quartzo anédrico são observados com certa frequência, emprestando a alguns cristais de microclina um arranjo poiquilítico (Figura 5.4 B e C). Argilominerais e mica branca são produtos de alteração deste feldspato, entretanto os primeiros são de origem intempérica, pois aparecem apenas nas profundidades mais rasas do perfil, enquanto que o outro, presente em quantidades bem subordinadas, é hidrotermal.

O plagioclásio é do tipo andesina (An_{32}) composição obtida pelo método Michel-Lévy. Desenvolve cristais com tamanho entre 2 e 8 mm, predominantemente subédricos de forma tabular, porém raros cristais anédricos também ocorrem. Apresentam maclamento tipo albita. Raras inclusões de quartzo (arredondadas) no interior de cristais de plagioclásio caracterizam textura poiquilítica. Os principais produtos de alteração são mica branca e, em menor proporção, argilominerais e carbonatos.

O quartzo exhibe cristais xenomórficos, médios (1-5 mm) e com extinção ondulante irregular, que revelam localmente formas amebóides e contatos intercristalinos suturados entre si.

Palhetas subédricas finas de biotita ainda estão suficientemente preservadas a ponto de poderem ser diretamente identificadas. São de cor marrom avermelhada

e estão dispersas pela rocha, algumas alcançando excepcionalmente dimensões de 2 mm. Encontram-se alteradas para clorita e óxidos de ferro (raro) e também ocorre a substituição da biotita pela muscovita (Figura 5.4 D e E).

Zircão, apatita e magnetita ocorrem em cristais isolados e dispersos pela rocha. Os dois primeiros revelam cristais subédricos e hábito prismático, enquanto que os de magnetita são anédricos.

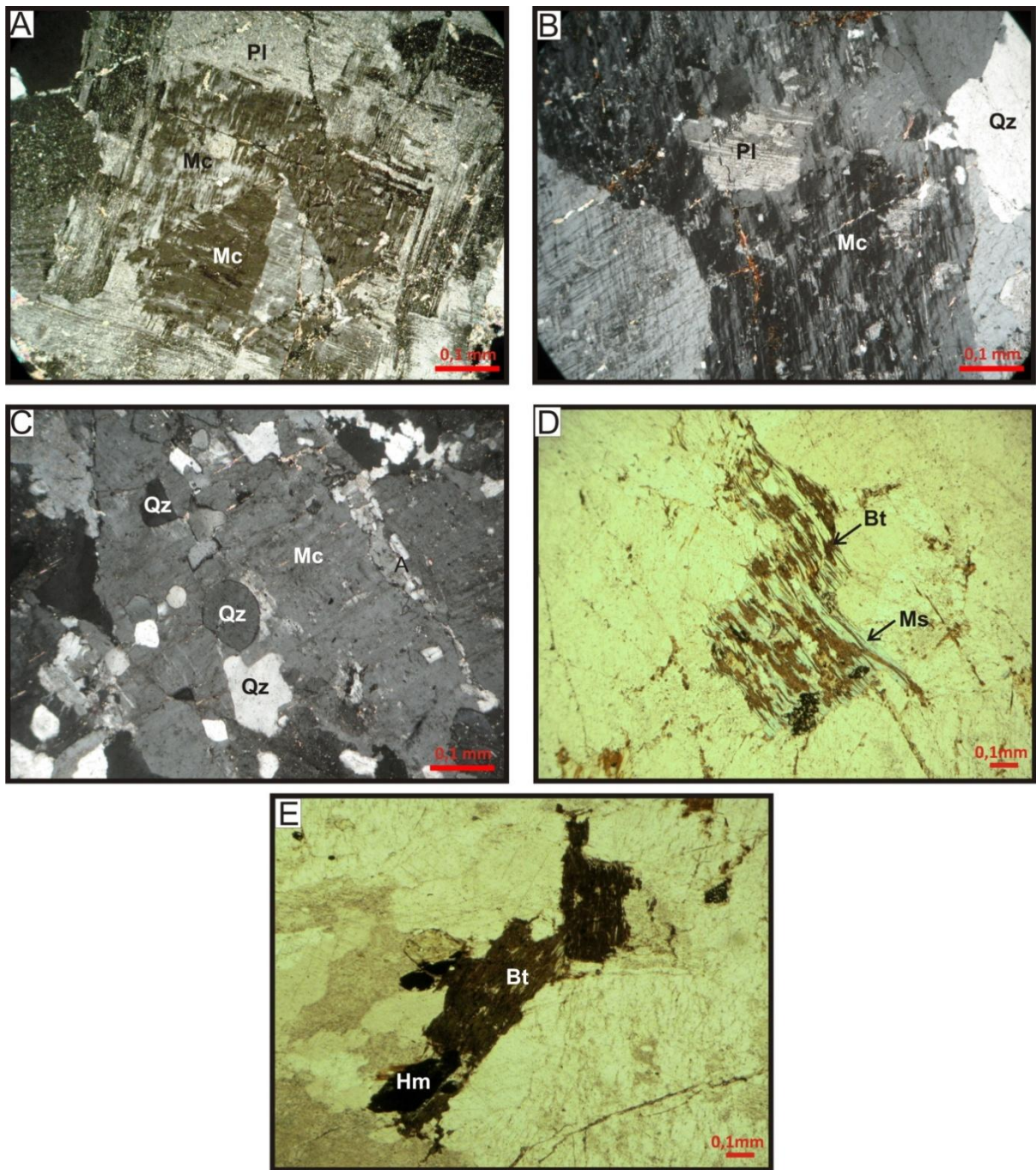


Figura 5.4 – Fotomicrografia dos granitoides menos alterados. (A) textura rapaki nos cristais de plagioclásio (nicóis cruzados, objetiva 5x); (B) inclusões de plagioclásio nos cristais de microclina (nicóis cruzados, objetiva 5x); (C) inclusões de quartzo subarredondados nos cristais de microclina (nicóis cruzados, objetiva 5x); (D) substituição da biotita por muscovita (nicóis paralelos, objetiva 2,5x) e (E) alteração da biotita para clorita (nicóis paralelos, objetiva 2,5x). Abreviações: Pl – plagioclásio; Mc – microclina; Qz – quartzo; Bt – biotita; Ms – muscovita; Hm – hematita.

5.1.2.2 Granitoide Alterado

5.1.2.2.1 *Variedade Salame*

Nove amostras são representativas da variedade salame, a saber TOC-24-02; TOC-24-10, TOC-24-18, TOC-24-23, TOC-24-24, TOC-24-26, TOC-24-27, TOC-24-37 e TOC-24-39. São constituídas essencialmente por microclina (45-35%), plagioclásio (30-25%) e quartzo (35-30%), cujas características são muito similares às das amostras pouco alteradas acima descritas. As fases acessórias referem-se a apatita, zircão e magnetita. Os minerais hidrotermais perfazem cerca de 7-15% do volume da rocha.

Os constituintes hidrotermais ocorrem em vênulas mono ou poliminerálicas ou substituem a associação primária, sendo eles, em ordem de abundância, mica branca, clorita, quartzo, sulfetos, carbonato, rutilo e hematita. Argilominerais são de provável derivação intempérica.

Os cristais de microclina nesta variedade também encontram-se alterados para argilominerais (provável origem intempérica) e mica branca. Localmente cristais de óxidos de ferro (hematita) encontram-se inclusos na microclina (Figura 5.5 A), porém neste estágio o carbonato pode também ser observado como um produto de alteração deste feldspato, porém tanto a mica branca quanto o carbonato revelam-se com uma maior abundância.

O plagioclásio é do tipo andesina (An_{35}) composição obtida pelo método Michel-Lévy. Neste caso as maclas de alguns cristais estão comumente encurvadas (Foto 5.5 B) e localmente deslocadas por microfalhas. Os principais produtos de alteração também são mica branca, que se manifesta sobretudo no núcleo (Figura 5.5 C) e carbonatos.

A mica branca desenvolve, em geral, lamelas finas, porém localmente chegam a formar placas de verdadeira muscovita (Figura 5.5 D). Ocorrem em substituição a cristais de andesina ou em vênulas mono e poliminerálicas, nestas últimas em geral associadas a quartzo, carbonato, clorita e pirita.

A clorita é produto da alteração da biotita, porém também é constituinte de vênulas poliminerálicas (Figura 5.5 E).

O quartzo está presente na maioria das vênulas associado a carbonato, clorita e sericita, mas também compõe veios monominerálicos. As dimensões dos cristais são micrométricas e suas formas são variadas, porém quando contidos em veios monominerálicos apresentam formas pseudo-hexagonais (Figura 5.5 F). A extinção dominante é ondulante.

Dentre os sulfetos estão presente pirita, que é dominante, esfalerita e calcopirita. São reconhecidos dois modos de ocorrência da pirita: 1) cristais euédricos disseminados ou em agregados, bem como em vênulas poliminerálicas e 2) é produto de alteração da calcopirita. A esfalerita forma tanto cristais translúcidos de coloração amarronzada (identificados apenas na amostra TOC-24-18), como cristais opacos, que são dominantes e ocorrem dispersos pela rocha. A calcopirita ocorre subordinadamente quer inclusa na esfalerita quer em veios poliminerálicos.

O carbonato (possivelmente calcita) comumente encontra-se em vênulas associado a quartzo, mica branca, clorita e pirita (Foto 5.6 A e B), embora mais localmente constitua vênulas monominerálicas.

A hematita é produto de alteração da magnetita e da biotita, encontrando-se dispersa pela rocha.

O rutilo assim como a pirita apresenta dois modos de ocorrência 1) de forma anédrica, provavelmente como produto de alteração de minerais máficos, possivelmente derivado da titanita (?) e 2) cristais subédricos.

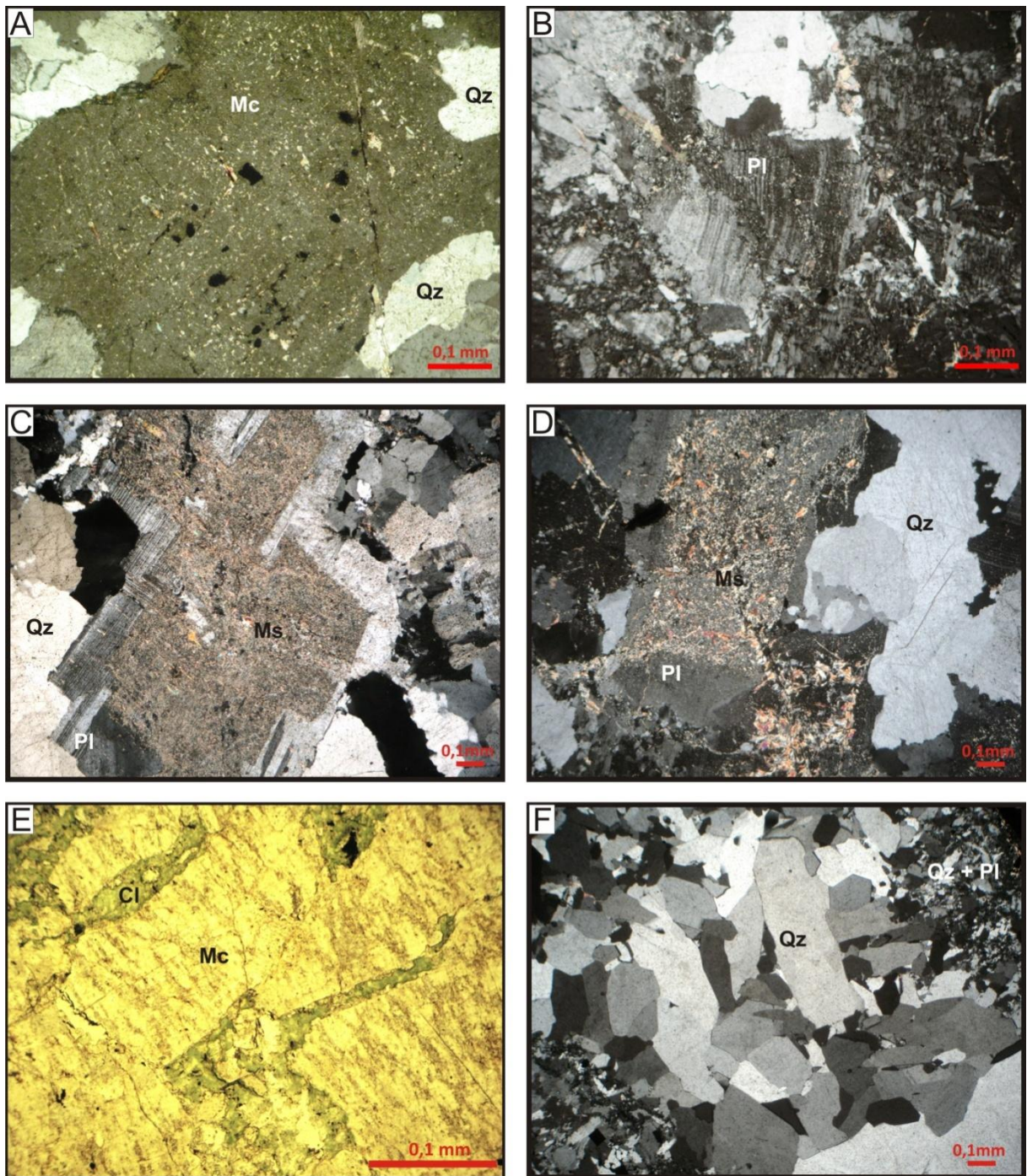


Figura 5.5 – Fotomicrografia da variedade granítica salame. (A) cristais de hematita inclusos na microclina (nicóis cruzados, objetiva 5x); (B) plagioclásios com as maclas contorcidas (nicóis cruzados, objetiva 5x); (C) Sericitização concentrada no núcleo do plagioclásio (nicóis cruzados, objetiva 2,5x); (D) Palhetas de mica branca mais desenvolvida (nicóis cruzados, objetiva 2,5x); (E) vênulas de clorita cortando o cristal de microclina (nicóis paralelos, objetiva 10x); (F) quartzo hidrotermal (nicóis cruzados, objetiva 2,5x). Abreviações: Mc – microclina; Qz – quartzo; Pl – plagioclásio; Ms – muscovita; Cl – clorita.

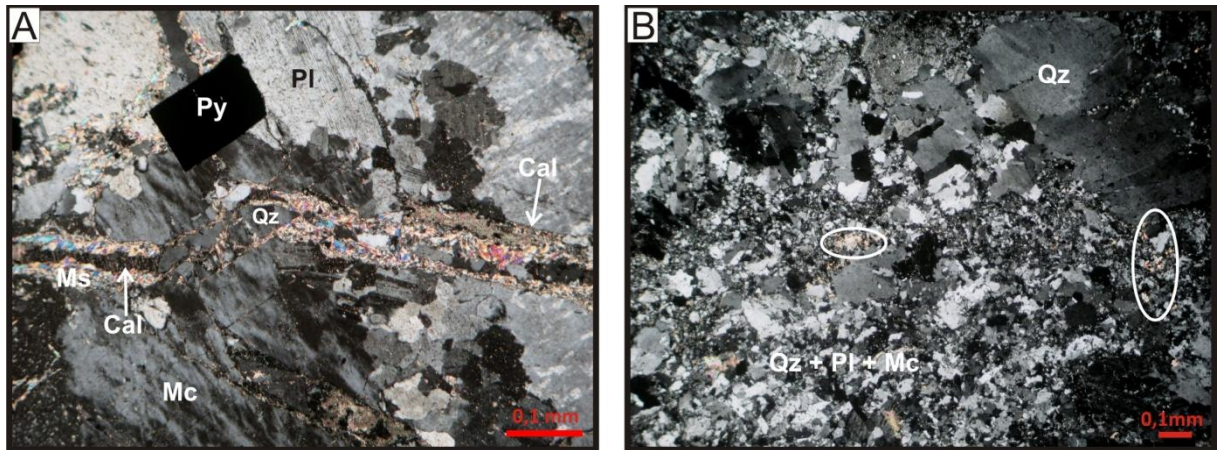


Figura 5.6 - Fotomicrografia da variedade granítica salame. (A) vênulas poliminerálica constituída de quartzo, carbonato e mica branca (nicóis cruzados, objetiva 5x) e (B) Feições cataclásticas com carbonatos, em destaque, alterando a microclina (nicóis cruzados, objetiva 2,5x). Abreviaturas: Py – pirita; Cal – calcita; Mc – microclina; Qz – quartzo; Ms – muscovita; Pl - plagioclásio.

5.1.2.2.1 Variedade Smoky

Cinco amostras (TOC-24-16; TOC-24-19; TOC-24-30; TOC-24-38; TOC-24-44) foram descritas como pertencentes à variedade *smoky*. São também compostas essencialmente por microclina (40-30%), plagioclásio (30-25%) e quartzo (25-20%), o que permitiu classificá-las como monzogranitos. Apatita e zircão constituem as fases acessórias. Os constituintes secundários são, à exceção da hematita, os mesmos da variedade salame e mostram o mesmo modo de ocorrência, estes perfazem cerca de 10 a 30% do volume da rocha.

O plagioclásio nesta variedade é oligoclásio (An_{29}) composição obtida pelo método Michel-Lévy. Encontra-se mais sericitizado nesta variedade.

As principais diferenças estão na maior abundância de mica branca na variedade *smoky*, na qual forma palhetas, em geral finas (Figura 5.7 A), porém localmente chegam a desenvolver placas de verdadeira muscovita. O modo de ocorrência mais comum está na substituição parcial ou total de cristais de albita; também ocorrem em vênulas mono e poliminerálicas associadas a quartzo, carbonato, clorita e pirita.

A clorita é outro importante produto da alteração hidrotermal e também é mais abundante na variedade *smoky*. Ocorre em vênulas associadas ao quartzo, carbonato, mica branca e pirita e como produto de alteração da biotita.

O carbonato é também um importante produto de alteração. Os cristais são bem mais desenvolvidos nesse grupo (Figura 5.7 B).

O quartzo ocorre em menor proporção nesta variedade, mas o modo de ocorrência é similar a do salame.

A sulfetação é menos evidente neste grupo. Apenas cristais euédricos de pirita foram visualizados e revelam-se em vênulas poliminerálicas. Os cristais de esfalerita que ocorrem são os opacos.

O rutilo apresenta-se de forma similar a variedade salame.

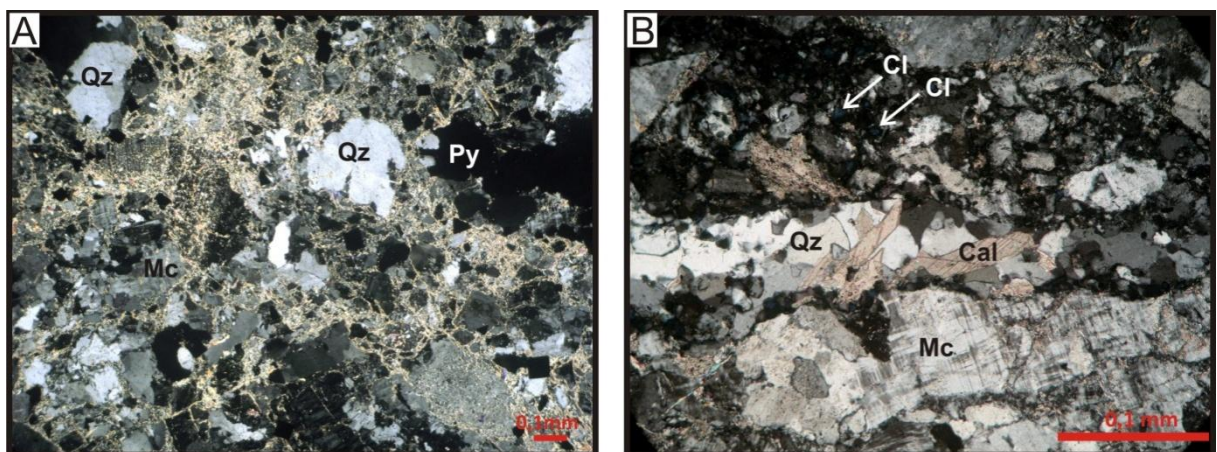


Figura 5.7 - Fotomicrografia da variedade granítica *smoky*. (A) Intensa sericitização dos cristais de microclina e plagioclásios, observa-se que a mica branca também preenche os interstícios entre os cristais (nicóis cruzados, objetiva 2,5x) e (B) vênula bimineralica constituída de quartzo e carbonato, nota-se o carbonato mais desenvolvido e microvênula constituída de clorita e quartzo (nicóis cruzados, objetiva 10x). Abreviaturas: Qz – quartzo, Py – pirita; Cl – clorita; Cal – calcita; Mc – microclina.

5.1.3 Minerografia

As fases opacas perfazem não mais que 10% do volume da rocha e, dentre elas, dominam calcopirita, esfalerita e pirita, associados com hematita e rutilo. Ocorrem como disseminações e em vênulas.

A calcopirita exhibe cristais subédricos a anédricos, de coloração amarelo, com dimensões que variam em torno de 1 mm. Ocorrem como inclusões na esfalerita e em vênulas (Figura 5.8 A). Comumente associada a esfalerita e rutilo. Os cristais estão sendo parcialmente substituídos por pirita (Figura 5.8 B).

A esfalerita mostra cristais anédricos com dimensões que não ultrapassam 2 mm, de coloração cinza. Comumente ocorre de forma disseminada associada com o rutilo, pirita e calcopirita (Figura 5.8 C).

A pirita é o opaco dominante, exhibe cristais subédricos e euédricos, de coloração amarelo claro, com dimensões em torno de 1 a 3 mm, os quais em geral, apresentam hábito cúbico. É comum em vênulas. Substitui a calcopirita, a partir das bordas e está comumente associado com a esfalerita (Figura 5.8 D).

Os cristais de rutilo mostram comumente formas anédricas e subédricas com dimensões de até 1 mm, de coloração cinza claro. Localmente cristais de rutilo aparecem sendo substituídos por carbonato (Figura 5.8 D). Geralmente ocorrem associados a esfalerita e calcopirita e também como produto de alteração de uma possível titanita? (Figura 5.8 E).

Os cristais de magnetita são subédricos a anédricos, com dimensões em torno de 0,05 mm, de coloração rosa claro. Foi substituída parcialmente a totalmente, por hematita a partir das bordas (Figura 5.8 F).

A hematita surge como produto de alteração da magnetita, ocorrendo também em finas lamelas em vênulas ou em planos de clivagem da biotita. É o único mineral que surge apenas na variedade salame.

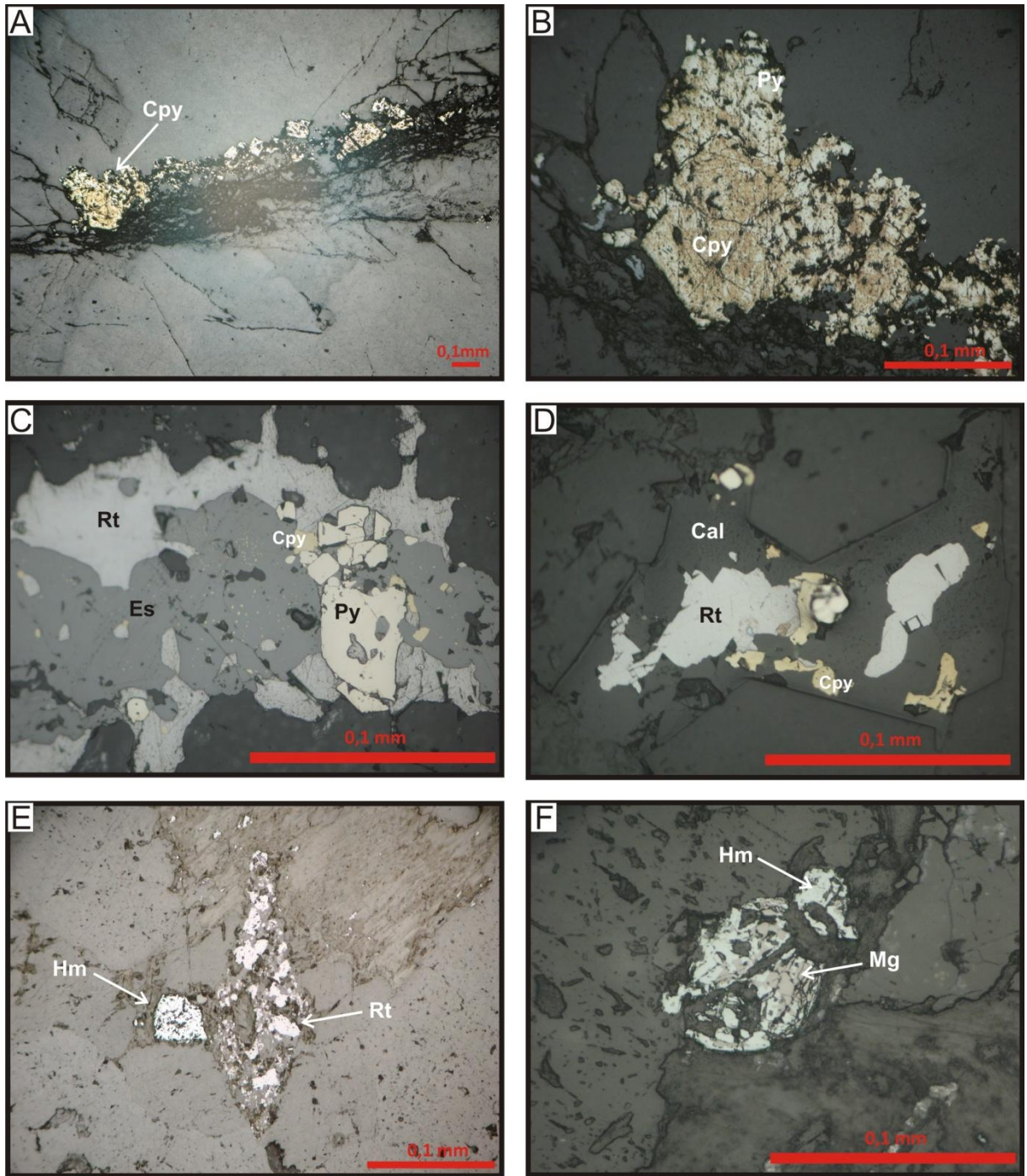


Figura 5.8 – Fotomicrografia em luz refletida dos minerais opacos (A) calcopirita em vênulas; (B) cristais de calcopirita parcialmente substituídos por pirita; (C) associação mineralógica entre rutilo, esfalerita, calcopirita e pirita (D) Cristais de rutilo e calcopirita parcialmente substituídos por carbonato; (E) rutilo substituindo uma possível titanita e associado a hematita; (F) cristais de magnetita parcialmente substituídos por hematita. Abreviações: Cpy – calcopirita; Py – pirita; Rt – rutilo; Es – esfalerita; Cal – calcita; Hm – hematita.

6 GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas em 15 amostras, sendo uma do granito bem pouco alterado, nove da variedade salame e cinco da variedade *smoky* (Tabela 6.1 e 6.2).

Quimicamente as variedades salame e *smoky* são muito similares, embora a primeira seja, em geral, um pouco mais empobrecida em MgO e voláteis, e um pouco mais enriquecida em K₂O. Em relação aos demais componentes, as variações são pouco significantes. Geralmente, quanto maiores os teores de MgO e Fe₂O_{3(t)}, menores são os de CaO. As amostras TOC-24-16 e TOC-24-38, em particular, ambas pertencentes à variedade *smoky*, devido ao intenso processo de carbonatação, não guardam essa correlação e seus altos teores de CaO e MgO as afastam consideravelmente das outras amostras (Figura 6.1). Os conteúdos de SiO₂ em ambas as variedades não revelam variações expressivas e são, na maioria das amostras, inferiores ao da menos alterada (75,44%). Duas amostras (TOC-24-26 e TOC-24-19), entretanto, apresentam teores muito elevados (81,20 e 77,83%, respectivamente), que as distinguem composicionalmente das demais. A explicação tem a ver com o fato de ambas estarem bastante silicificadas e, por conta disso, as concentrações dos demais componentes foram relativamente diminuídas, sobretudo as de K₂O e Al₂O₃ (Figura 6.2).

A amostra menos alterada é quimicamente distinta das demais, notadamente no que respeita aos conteúdos de P.F, C e S, que são bem mais baixos e, de certa forma, podem medir o grau de alteração das rochas.

Tabela 6.1 – Composição química em termos dos componentes maiores e densidade (d) da amostra representativa do granito pouco alterado.

Amostra	TOC-175-01
Profundidade (m)	34,4
d (g/cm ³)	2,61
(% em peso)	
SiO ₂	75,44
TiO ₂	0,18
Al ₂ O ₃	13,08
Fe ₂ O _{3t}	1,29
MgO	0,18
CaO	0,41
Na ₂ O	3,75
K ₂ O	5,16
P ₂ O ₅	0,05
P.F	0,40
C	0,03
S	0,00
Total	99,97

Tabela 6.2 – Composição química em termos dos componentes maiores e densidade (d) de amostras de granitóides do depósito Tocantinzinho.

Varição	Salame									SmoKy				
Amostra	TOC-24-02	TOC-24-10	TOC-24-18	TOC-24-23	TOC-24-24	TOC-24-26	TOC-24-27	TOC-24-37	TOC-24-39	TOC-24-16	TOC-24-19	TOC-24-30	TOC-24-38	TOC-24-44
Profundidade (m)	28,3	67,05	106,98	118,77	133,4	140,48	143,7	196,12	208,49	102,02	108,82	154,8	203,55	243,26
d (g/cm ³)	2,61	2,65	2,78	2,64	2,62	2,63	2,65	2,65	2,65	2,67	2,63	2,65	2,68	2,68
(% em peso)														
SiO ₂	74,77	73,50	71,81	72,05	73,05	81,20	71,62	72,89	73,70	71,85	77,83	71,77	70,55	68,96
TiO ₂	0,15	0,26	0,35	0,33	0,11	0,17	0,32	0,26	0,24	0,31	0,08	0,33	0,35	0,41
Al ₂ O ₃	12,95	13,08	13,30	14,00	13,90	9,85	14,23	13,24	13,30	13,47	11,99	14,63	13,46	14,76
Fe ₂ O _{3t}	0,92	1,40	1,75	1,96	1,07	0,52	2,40	2,30	1,81	1,93	0,62	1,45	1,95	3,54
MgO	0,19	0,27	0,34	0,35	0,25	0,16	0,54	0,53	0,40	0,53	0,08	0,49	1,22	0,58
CaO	0,96	0,97	1,05	0,64	0,58	0,64	0,39	0,49	0,69	1,48	0,72	0,58	2,20	0,53
Na ₂ O	3,70	3,27	3,55	3,43	3,30	3,19	2,57	3,46	3,96	3,44	4,37	3,05	2,57	2,86
K ₂ O	5,26	5,66	5,15	5,40	6,52	3,42	5,89	5,01	4,66	4,48	3,46	6,27	4,50	5,43
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,10	0,10	0,02	0,04	0,06	0,08	0,05	0,05	0,01	0,06	0,06	0,09
P.F	1,00	1,40	2,00	1,50	1,00	0,70	1,70	1,40	1,10	2,30	0,80	1,20	2,90	2,60
C	0,17	0,19	0,22	0,11	0,13	0,13	0,08	0,11	0,13	0,30	0,12	0,12	0,44	0,11
S	0,00	0,10	0,42	0,65	0,25	0,05	0,84	0,39	0,42	0,39	0,13	0,19	0,01	1,62
Total	100,10	100,14	100,04	100,52	100,18	100,07	100,64	100,16	100,46	100,53	100,20	100,14	100,20	101,49

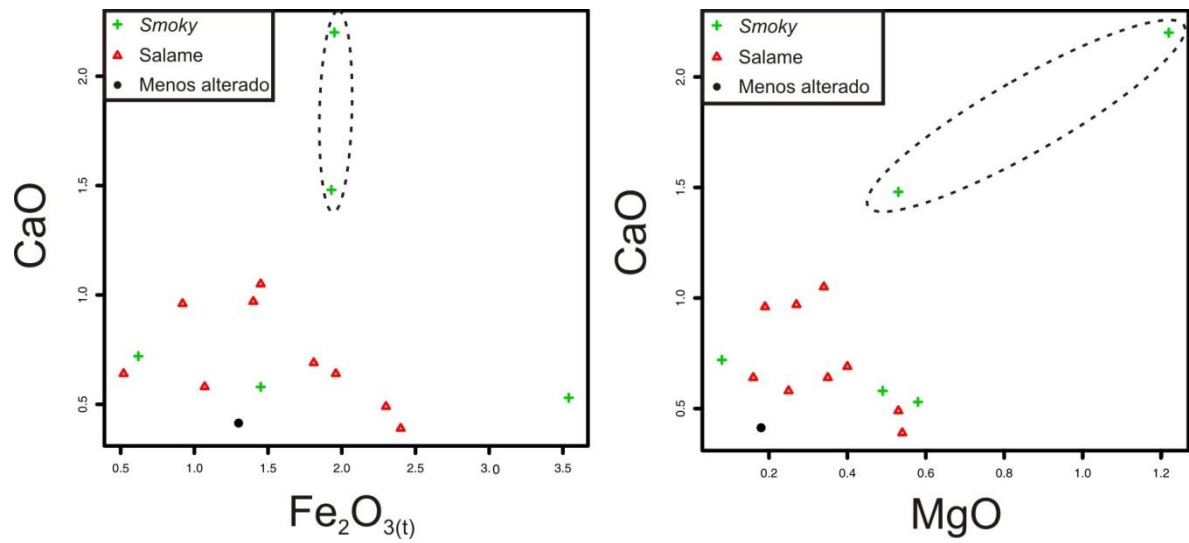


Figura 6.1 – Diagramas de variação de CaO *versus* $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ e CaO *versus* MgO (% em peso). As amostras circundadas pela linha tracejada são as que foram mais intensamente carbonatadas.

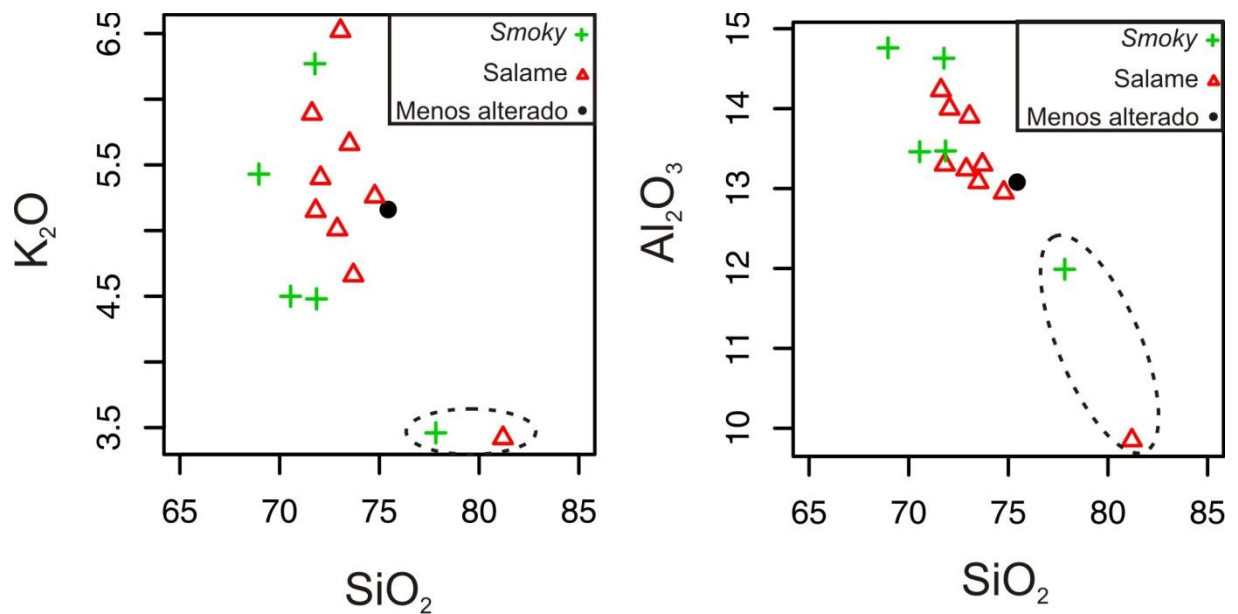


Figura 6.2 - Diagramas de variação de SiO_2 *versus* K_2O e SiO_2 *versus* Al_2O_3 (% em peso). As amostras circundadas pela linha tracejada são as que foram mais intensamente silicificadas.

7 BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA

Técnicas de balanço de massa são aplicadas no estudo de sistemas hidrotermais com o intuito de quantificar as perdas e ganhos dos componentes químicos presentes nas rochas de zonas de alteração.

O estudo da mobilidade relativa dos componentes químicos durante os processos metassomáticos responsáveis pela formação das rochas hidrotermalizadas do depósito Tocantinzinho foi efetuado com base em cálculos de perdas e ganhos, de acordo com os métodos isovolumétrico e de Gresens (1967).

O cálculo isovolumétrico (RIOS; VILLAS; FUZIKAWA, 1995) assume que não houve variação de volume durante o processo de alteração hidrotermal ou, se houve, foi desprezível. É possível, então, calcular a variação de massa por unidade de volume de cada componente comparando amostras alteradas e não alteradas, conforme a equação:

$$\Delta x_i = \rho_a \cdot x_{ia} - \rho_{na} \cdot x_{ina}$$

Onde:

Δx_i = variação da concentração de um dado componente i;

ρ_{na} e ρ_a = densidades da rocha não alterada e alterada, respectivamente;

x_{ia} e x_{ina} = concentração em % em peso ou em ppm de dado componente i da rocha alterada e da rocha não alterada, respectivamente.

Calcula-se assim perdas e ganhos dos constituintes da rocha em termos absolutos, em gramas por cm³, com valores negativos representando as perdas e positivos os ganhos.

Pelo método de Gresens (op. cit.), os ganhos e perdas reais que resultam de processos metassomáticos só podem ser determinados conhecendo-se as variações composicionais volumétricas que acompanham esses processos. No cômputo do balanço de massa (*massa-volume*) são utilizados diagramas composição-volume para se determinar o fator volume f_v . Nos diagramas é mostrada para cada componente a relação entre X_n e valores arbitrários de f_v , do que resulta um conjunto de retas. O ponto ou intervalo em que as retas correspondendo a um ou

mais componentes intersectam a abscissa ($X_n = 0$) é escolhido como o valor de fv representativo do processo de alteração. As retas que intersectam $X_n = 0$ referem-se aos componentes relativamente imóveis durante o processo hidrotermal. Com base nesses valores de fv são, então, calculadas as perdas ou ganhos dos componentes móveis.

A relação entre as variações da composição e de volume de uma rocha ou amostra é dada, de acordo com Gresens (1967), pela seguinte equação:

$$X_n = \left[fv \cdot \left(\frac{d_B}{d_A} \right) \cdot C_n^B - C_n^A \right] \cdot a$$

Onde:

a = massa de referência da rocha original. Considera-se $a = 100g$, valor conveniente uma vez que as análises químicas devem, a rigor, totalizar 100% em peso. Calculam-se as perdas ou ganhos de um componente **n** (em gramas) em relação à 100g de rocha total;

d_B e d_A = densidade da rocha alterada e não alterada, respectivamente;

C_n^B e C_n^A = quantidades em gramas ou em ppm do componente **n** em 100g de rocha alterada B e em 100g de rocha original A, respectivamente;

fv = fator volume, representando a variação de volume devido à alteração. Quando $fv = 1$, a alteração é volume-a-volume, ou seja, isovolumétrica; se $fv > 1$, a alteração ocorreu com ganho de volume, e se $fv < 1$, o processo se deu com perda de volume;

X_n = quantidade em gramas ou ppm do componente **n** perdido ou ganho quando da alteração de 100 g da rocha original.

7.1 PERDAS E GANHOS DE COMPONENTES

7.1.1 Amostra de Referência

Todas as amostras estudadas apresentam sinais de alteração hidrotermal. A amostra (TOC-175-01), entretanto, revela quantidades irrisórias de produtos

hidrotermais, exatamente aquela que apresentou, também, os teores mais baixos de perda ao fogo (0,4%), S (0%) e C (0,03%). A composição desta amostra (Tabela 6.1) foi então usada como referência para os cálculos de balanço de massa. Conforme (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) rochas levemente alteradas mostram composição que pouco difere da original, o que pode ser avaliado pela determinação do índice de alteração química ($CIA = [Al_2O_3(mol)] / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)(mol) \times 100$) da amostra. No caso da amostra TOC-175-01, foi obtido o valor de 48,47, portanto, dentro do intervalo de 45 a 55 atribuído a granitos não alterados (NESBITT; YOUNG, 1982).

Nos cálculos abaixo, embora PF se refira à perda de voláteis, ela será identificada, por questão de simplicidade, como H_2O .

7.1.2 Método Isovolumétrico

Cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa foram realizados para amostras das variedades salame e *smoky* com diferentes graus de alteração.

7.1.2.1 Variedade Salame

Os resultados dos cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa da variedade salame (Figura 7.1 e Tabela 7.1) mostram que todos os pertencentes à variedade salame ganharam H_2O , C e S. Na amostra TOC-24-02 não foram observados sulfetos, razão pela qual não houve variação de S. Em geral, a maioria das amostras ganhou TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_{3(t)}$, MgO , CaO , K_2O e P_2O_5 , e perdeu Na_2O e SiO_2 .

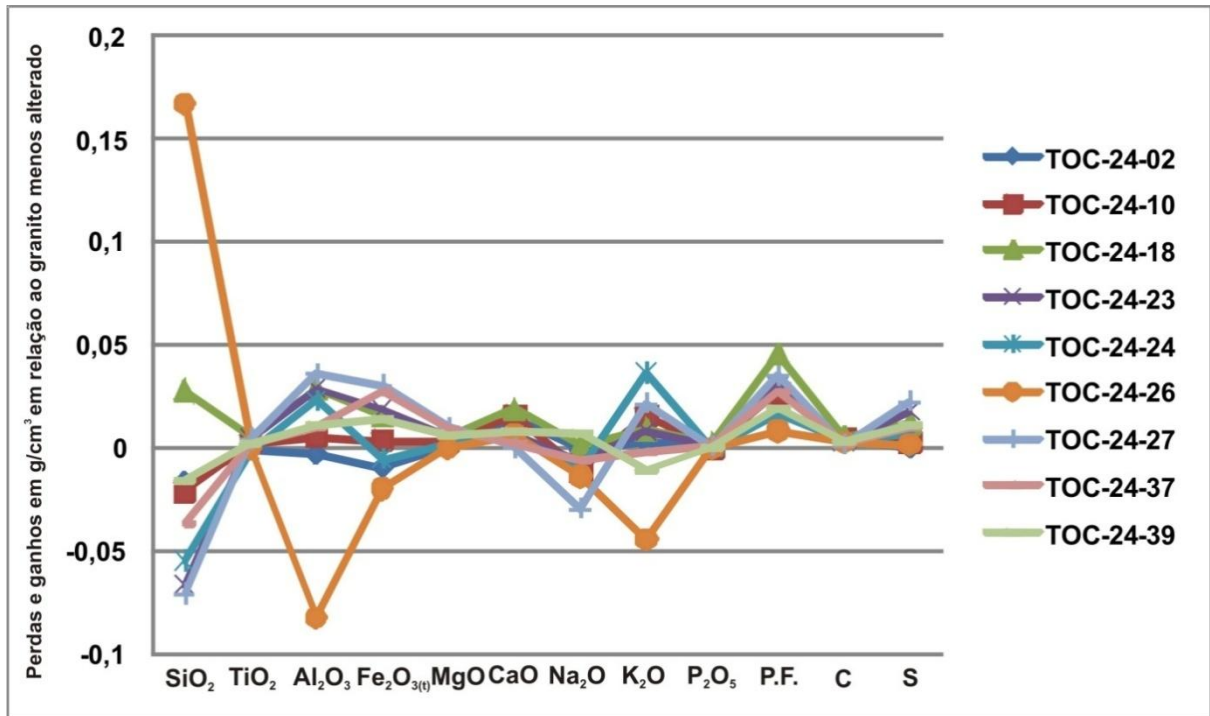


Figura 7.1 – Perdas e ganhos em g/cm³ dos componentes maiores de amostras variedade granítica salame.

Tabela 7.1 – Perdas e ganhos dos componentes maiores (em g/cm³) de amostras da variedade granitoide salame calculados com base no método isovolumétrico.

Amostras	TOC-24-02	TOC-24-10	TOC-24-18	TOC-24-23	TOC-24-24	TOC-24-26	TOC-24-27	TOC-24-37	TOC-24-39
SiO₂	-0,017487	-0,021234	0,027334	-0,066864	-0,055074	0,166576	-0,071054	-0,037399	-0,015934
TiO₂	-0,000783	0,002192	0,005032	0,004014	-0,001816	-0,000227	0,003782	0,002192	0,001662
Al₂O₃	-0,003393	0,005232	0,028352	0,028212	0,022792	-0,082333	0,035707	0,009472	0,011062
Fe₂O_{3(t)}	-0,009657	0,003431	0,014981	0,018075	-0,005635	-0,019993	0,029931	0,027281	0,014296
MgO	0,000261	0,002457	0,004754	0,004542	0,001852	-0,000490	0,009612	0,009347	0,005902
CaO	0,014355	0,015004	0,018489	0,006195	0,004495	0,006131	-0,000366	0,002284	0,007584
Na₂O	-0,001305	-0,011220	0,000815	-0,007323	-0,011415	-0,013978	-0,029770	-0,006185	0,007065
K₂O	0,002610	0,015314	0,008494	0,007884	0,036148	-0,044730	0,021409	-0,001911	-0,011186
P₂O₅	-0,000522	-0,000245	0,001475	0,001335	-0,000781	-0,000253	0,000285	0,000815	0,000020
P.F.	0,015660	0,026660	0,045160	0,029160	0,015760	0,007970	0,034610	0,026660	0,018710
C	0,003654	0,004252	0,005333	0,002121	0,002623	0,002636	0,001337	0,002132	0,002662
S	0,000000	0,002650	0,011676	0,017160	0,006550	0,001315	0,022260	0,010335	0,011130

7.1.2.2 Variedade *Smoky*

Os resultados dos cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa da variedade *smoky* (Figura 7.2 e Tabela 7.2) mostram que todas as amostras ganharam, CaO, H₂O, S e C. Constata-se, ainda, que maioria ganhou TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3(t)}, MgO e P₂O₅, e perdeu Na₂O, K₂O e SiO₂.

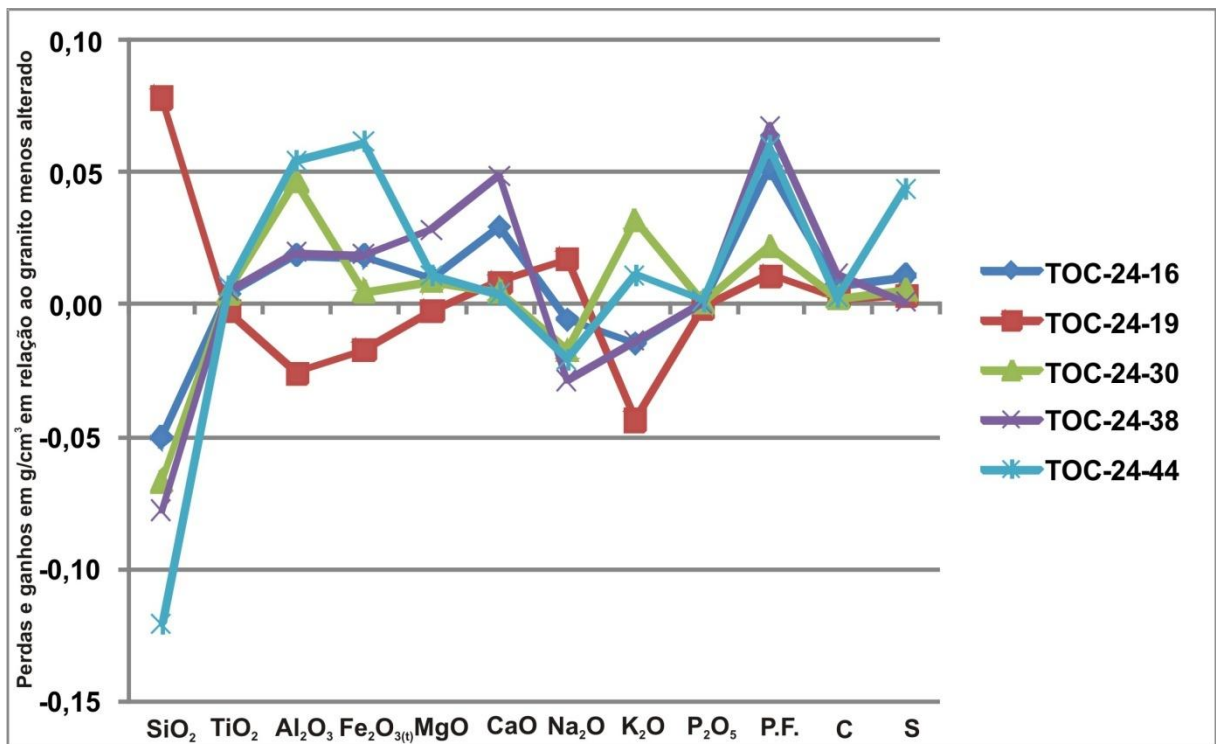


Figura 7.2 – Perdas e ganhos em g/cm³ dos componentes maiores de amostras variedade granítica *smoky*.

Tabela 7.2 – Perdas e ganhos dos componentes maiores (em g/cm³) de amostras da variedade granitoide *smoky* calculados com base no método isovolumétrico.

Amostras	TOC-24-16	TOC-24-19	TOC-24-30	TOC-24-38	TOC-24-44
SiO₂	-0,050589	0,077945	-0,067079	-0,078244	-0,120856
TiO₂	0,003579	-0,002594	0,004047	0,004682	0,006290
Al₂O₃	0,018261	-0,026088	0,046307	0,019340	0,054180
Fe₂O_{3(t)}	0,017862	-0,017363	0,004756	0,018591	0,061203
MgO	0,009453	-0,002594	0,008287	0,027998	0,010846
CaO	0,028815	0,008235	0,004669	0,048259	0,003503
Na₂O	-0,006027	0,017056	-0,017875	-0,028999	-0,021227
K₂O	-0,015060	-0,043678	0,031479	-0,014076	0,010848
P₂O₅	0,000030	-0,001305	0,000285	0,000303	0,001107
P.F	0,050970	0,010600	0,021360	0,067280	0,059240
C	0,007227	0,002373	0,002397	0,011009	0,002165
S	0,010413	0,003419	0,005035	0,000536	0,043416

7.1.3 Método de Gresens

Para os cálculos de balanço de massa, de acordo com Gresens (1967), utilizaram-se amostras representativas dos principais tipos de alteração hidrotermal reconhecidos nas variedades salame e *smoky*.

7.1.3.1 Variedade salame

7.1.3.1.1 Sericitização

A amostra TOC-24-27 foi selecionada como a mais representativa deste tipo de alteração na variedade salame. Para calcular as perdas e ganhos de componentes (em g/100g, Anexo 1) foram obtidos primeiramente os mais prováveis valores de f_v , cuja variação acusou valores de 0,8 a 1,1, observando-se que apenas as retas referentes a SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O intersectam a linha $X_n = 0$, ou seja, teriam se comportado como componentes imóveis (Figura 7.3).

Independentemente do valor de f_v , a rocha ganhou TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO , P_2O_5 , PF, C e S e perdeu Na_2O , SiO_2 e CaO , os dois últimos componentes para valores de $f_v < 1,05$. Quanto ao Al_2O_3 , houve perdas para valores de f_v entre 0,8 e 0,9, e ganhos para f_v entre 1 e 1,1 (Figura 7.4).

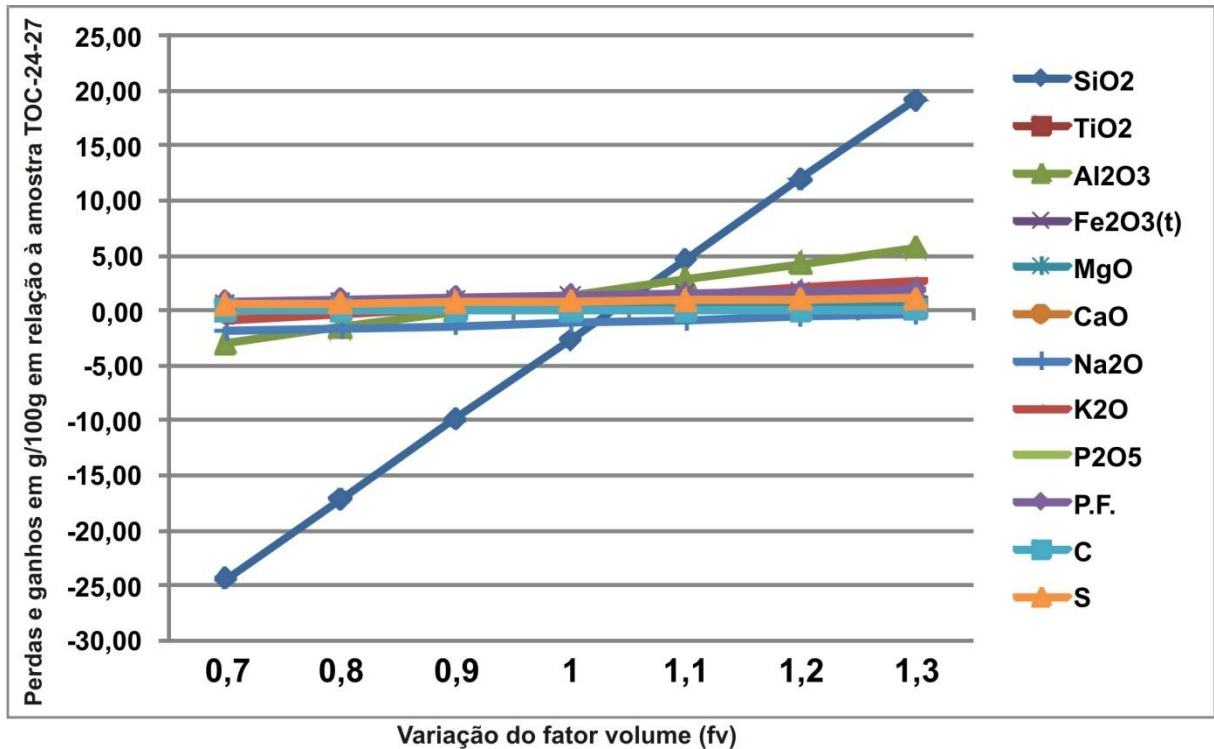


Figura 7.3 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de fv com base na amostra TOC-24-27, representativa da sericitização. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de fv para os quais os respectivos componentes teriam permanecido imóveis no processo de sericitização.

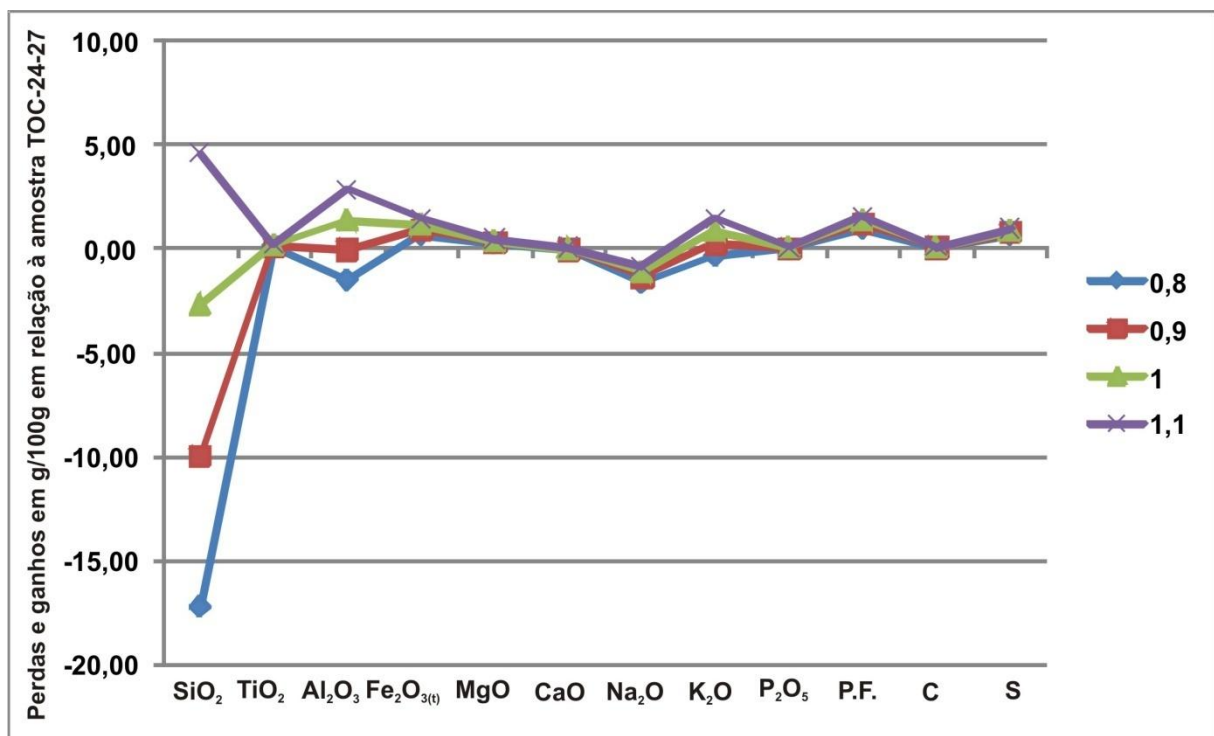


Figura 7.4 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores (em g/100g) durante a sericitização.

7.1.3.1.2 Cloritização

Para análise deste tipo de alteração foi utilizada, como representativa, a amostra TOC-24-23 (Anexo 2). Os prováveis valores de f_v durante o processo de cloritização estariam entre 0,9 e 1,1, haja vista as retas referentes a SiO_2 e Al_2O_3 interceptarem a linha $X_n = 0$ neste intervalo (Figura 7.5).

Considerando aquela faixa de f_v , a amostra ganhou Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , CaO , P_2O_5 , PF, C e S, porém os dois primeiros componentes teriam sido perdidos se f_v tivesse sido 0,9. Por outro lado, houve perda de SiO_2 e Na_2O , salvo se f_v tivesse sido igual a 1,1 (Figura 7.6).

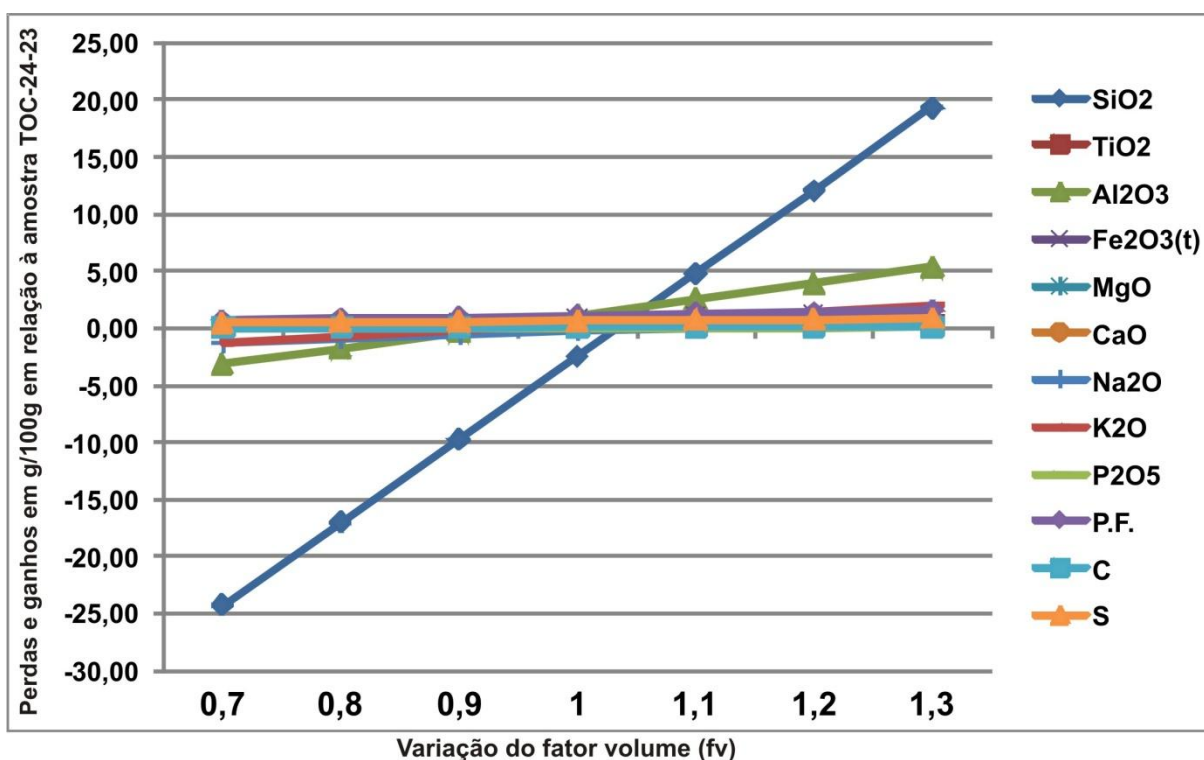


Figura 7.5 – Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-23, representativa da cloritização. Os pontos onde as retas cortam a abscissa $X_n = 0$ indicam os valores de f_v para os quais os respectivos componentes teria sido imóveis durante a cloritização.

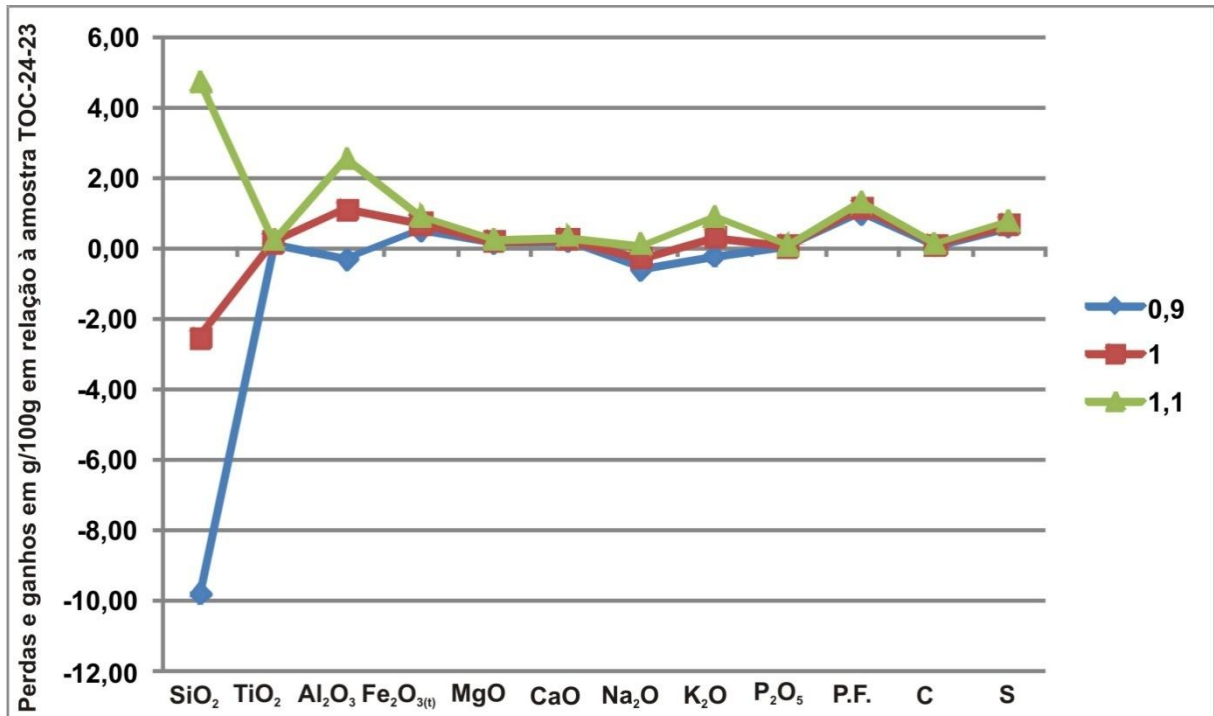


Figura 7.6 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a cloritização.

7.1.3.1.3 Silicificação

A amostra TOC-24-26 foi escolhida como representativa da silicificação (Anexo 3). Os valores de f_v foram estimados entre 0,9 e 1,1 durante esse processo, conforme mostra a figura 7.7, na qual apenas a reta referente a SiO₂ intersecta a linha $X_n = 0$. Dentro desta variação de f_v , a rocha ganhou CaO, PF, C e S e perdeu TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3(t)}, MgO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Como esperado, houve ganho de SiO₂, porém para valores de f_v abaixo de 0,95 haveria perda deste componente (Figura 7.8).

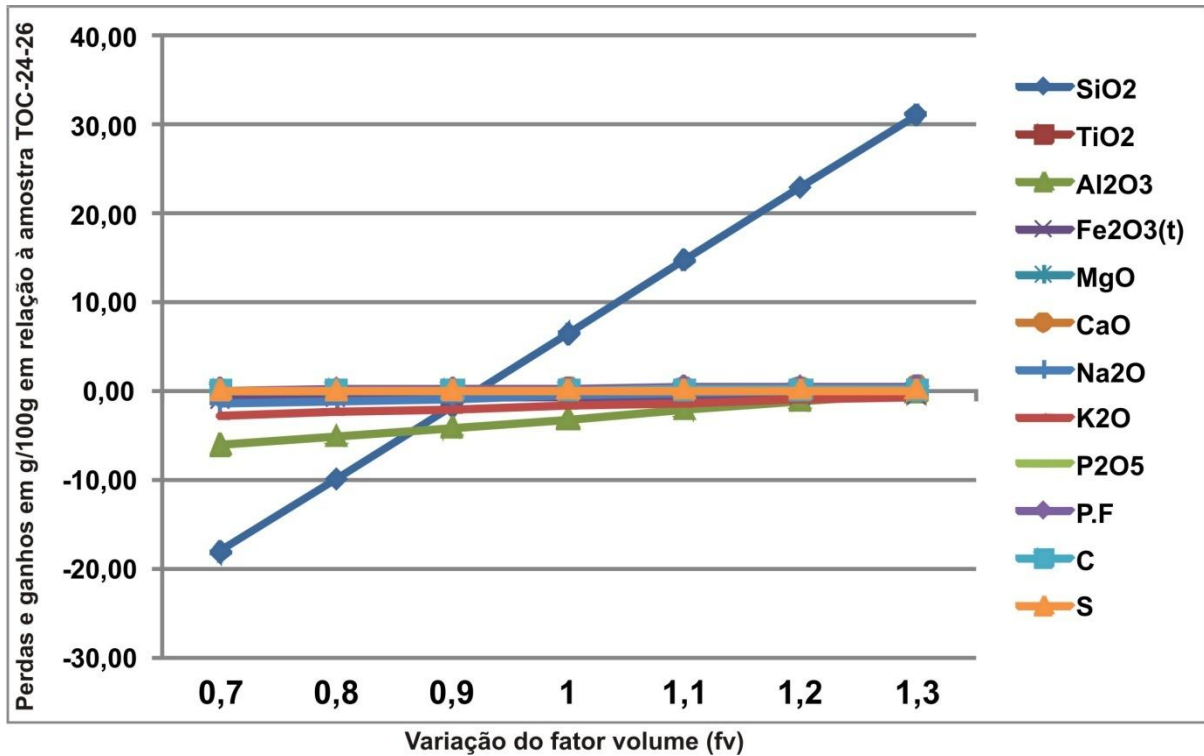


Figura 7.7 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de fv com base na amostra TOC-24-26, representativa da silicificação. Os pontos onde as retas cortam a abscissa ($X_n = 0$) indicam os valores de fv para os quais os respectivos componentes teriam sido imóveis durante a silicificação.

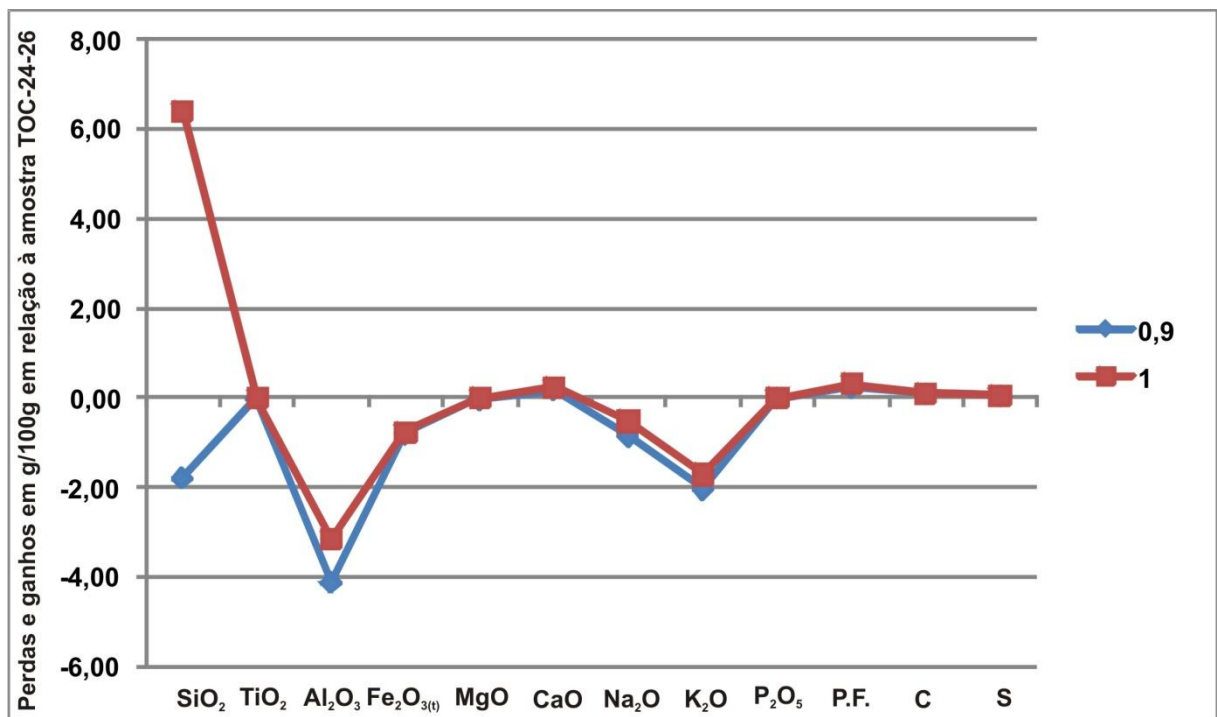


Figura 7.8 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a silicificação.

7.1.3.1.4 Carbonatação

A amostra TOC-24-39 é a que melhor representa este tipo de alteração na variedade salame (Anexo 4). Foram determinados valores de f_v entre 0,9 e 1,1 (Figura 7.9), notando-se que, dentro deste intervalo, somente as retas referentes a SiO_2 e Al_2O_3 intersectam a linha $X_n = 0$. Assim sendo, a rocha ganhou TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO , CaO , P_2O_5 , PF , C , S , Al_2O_3 e Na_2O , se bem que para f_v igual a 0,9 tenha havido perda dos dois últimos componentes. Registra-se perda de SiO_2 e K_2O , que teriam sido ganhos caso f_v tivesse sido 1,1 (Figura 7.10).

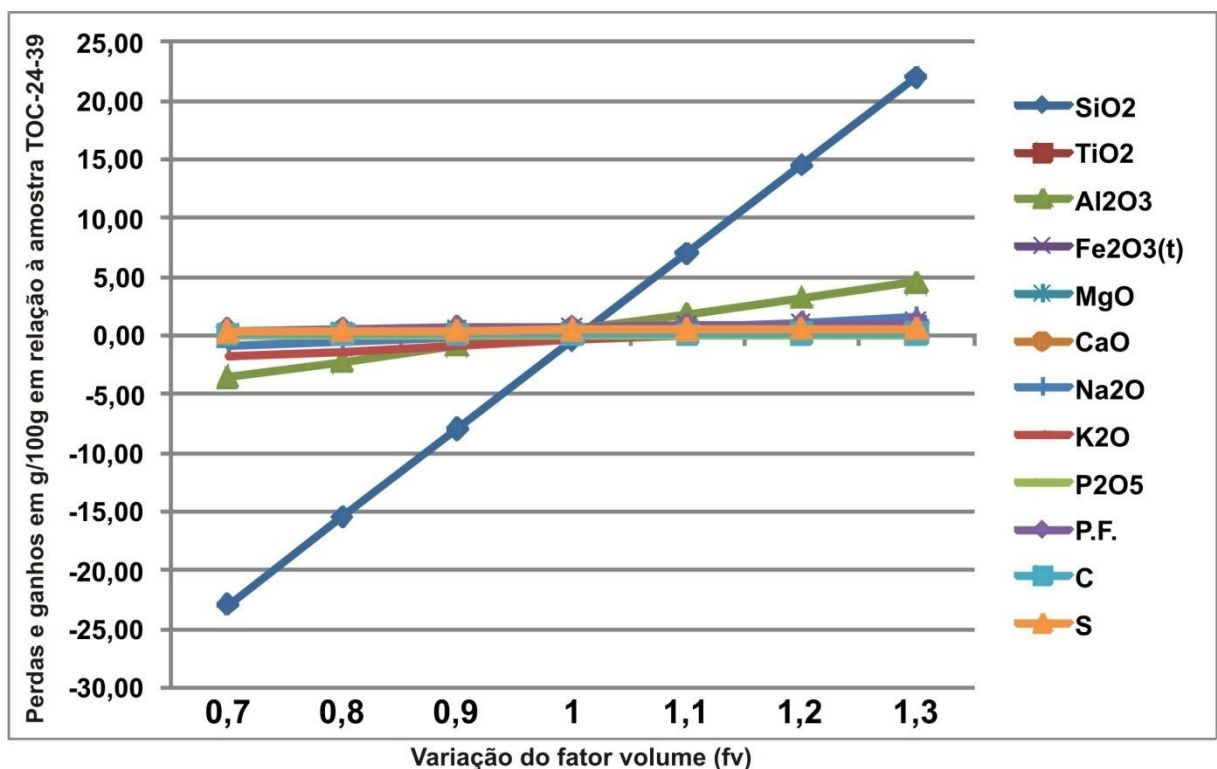


Figura 7.9 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-39, representativa da carbonatação. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de f_v para os quais os respectivos componentes teriam sido imóveis no processo de carbonatação.

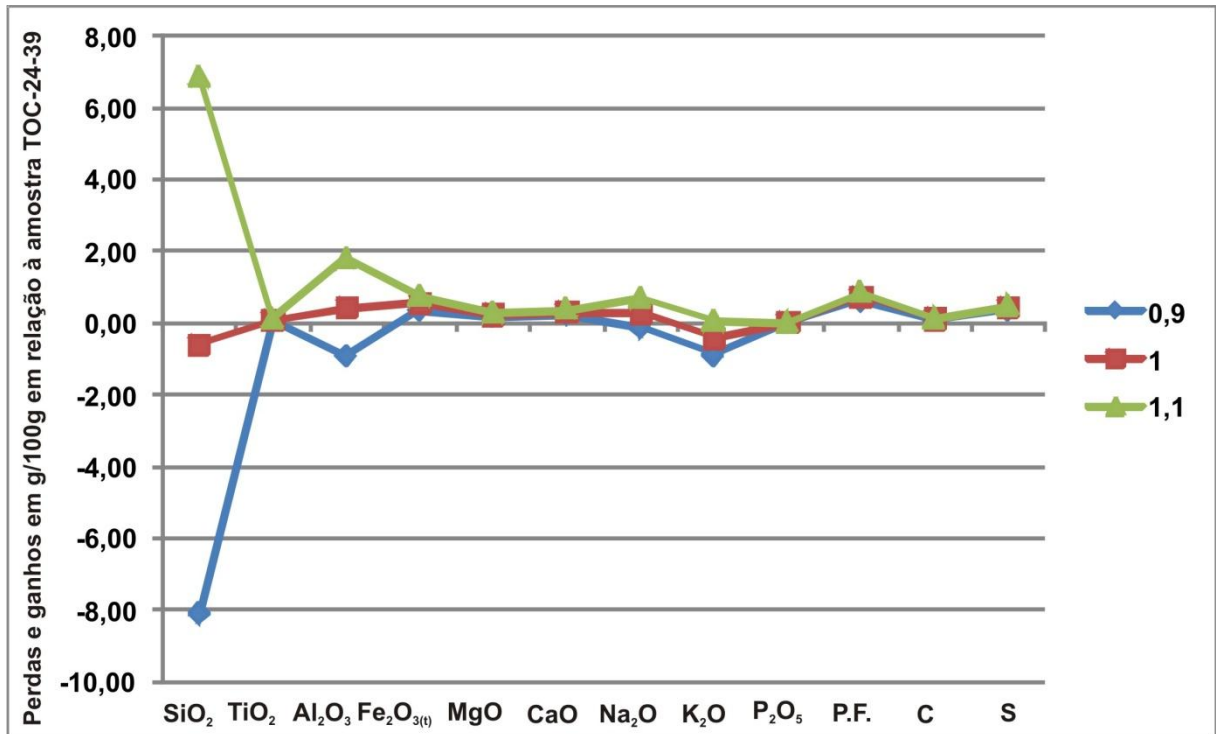


Figura 7.10 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a carbonatação.

7.1.3.2 Variedade Smoky

7.1.3.2.1 Sericitização

Nos cálculos foi utilizada a amostra TOC-24-44 como representativa deste processo (Anexo 5), chegando-se a valores de fv entre 0,8 e 1,1 (Figura 7.11). Observa-se no diagrama que para estes valores de fv , somente as retas referentes a SiO₂, Al₂O₃ e K₂O intersectam a linha $X_n = 0$. De acordo com o fv escolhido, a rocha ganhou TiO₂, Fe₂O_{3(t)}, MgO, CaO, P₂O₅, PF, C e S, e perdeu Na₂O e SiO₂, embora para fv igual a 1,1 tenha havido ganho. K₂O mostra-se muito sensível a fv , registrando-se perdas ($fv = 0,8$ a $0,9$) ou ganhos ($fv = 1,0$ a $1,1$). Ganha-se Al₂O₃, mas quando se considera o fv entre 0,8 há perda (Figura 7.12)

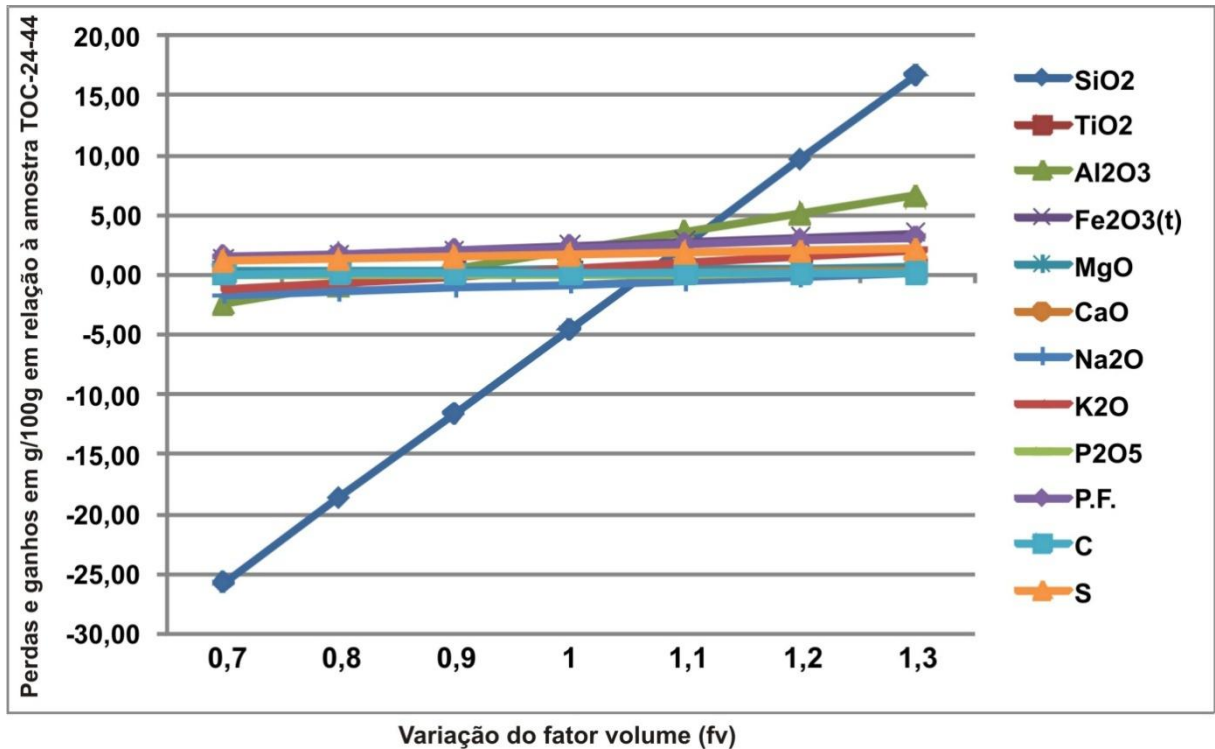


Figura 7. 11 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de fv com base na amostra TOC-24-44 (variedade *smoky*), representativa da sericitização. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de fv para os quais os respectivos componentes teriam sido imóveis no processo de sericitização.

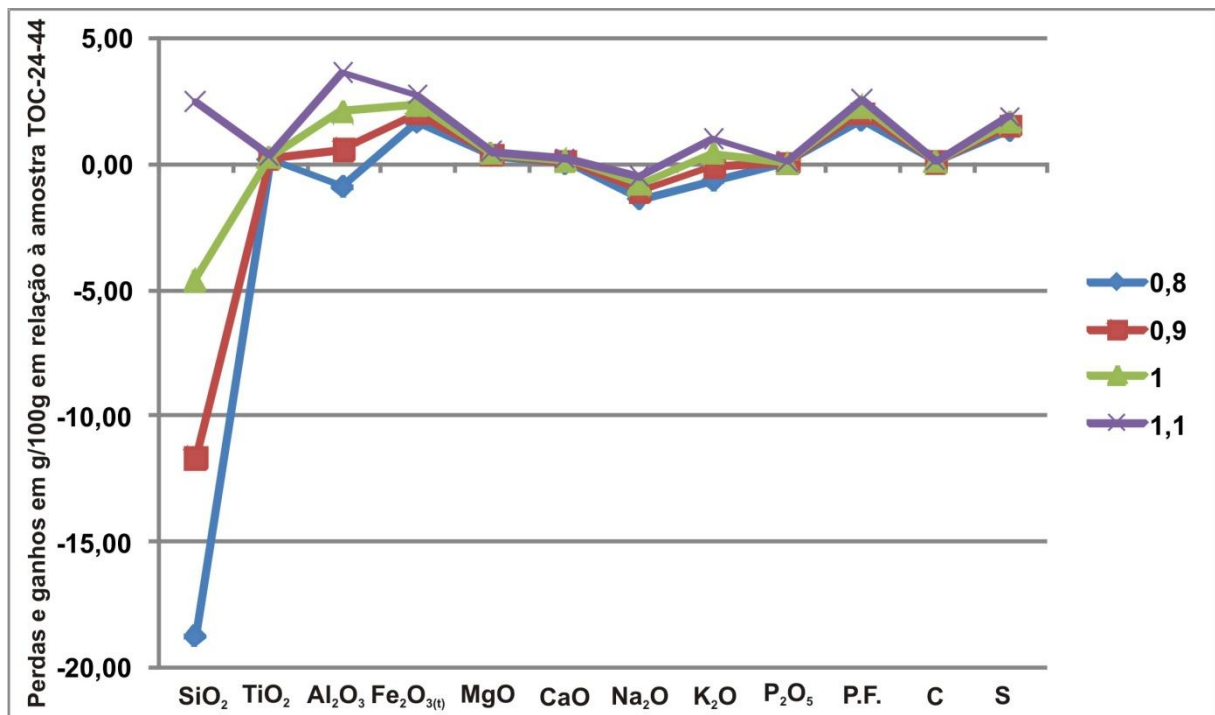


Figura 7.12 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a sericitização.

7.1.3.2.2 Cloritização

Para o balanço de massa decorrente da cloritização na variedade *smoky*, foi utilizada a amostra TOC-24-16, na qual as evidências desse processo são mais marcantes (Anexo 6). Os valores de f_v foram determinados na faixa de 0,9 a 1,1 (Figura 7.13). As retas referentes a SiO_2 e Al_2O_3 são as únicas que intersectam a linha $X_n = 0$ nesta faixa de f_v , dentro da qual verifica-se que a amostra ganhou TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO , CaO , P_2O_5 , PF, C e S, e perdeu K_2O , SiO_2 e Na_2O , embora para f_v igual a 1,1 tenha havido ganho dos dois últimos componentes. Registram-se ainda ganhos de Al_2O_3 , exceto quando f_v é igual a 0,9 (Figura 7.14).

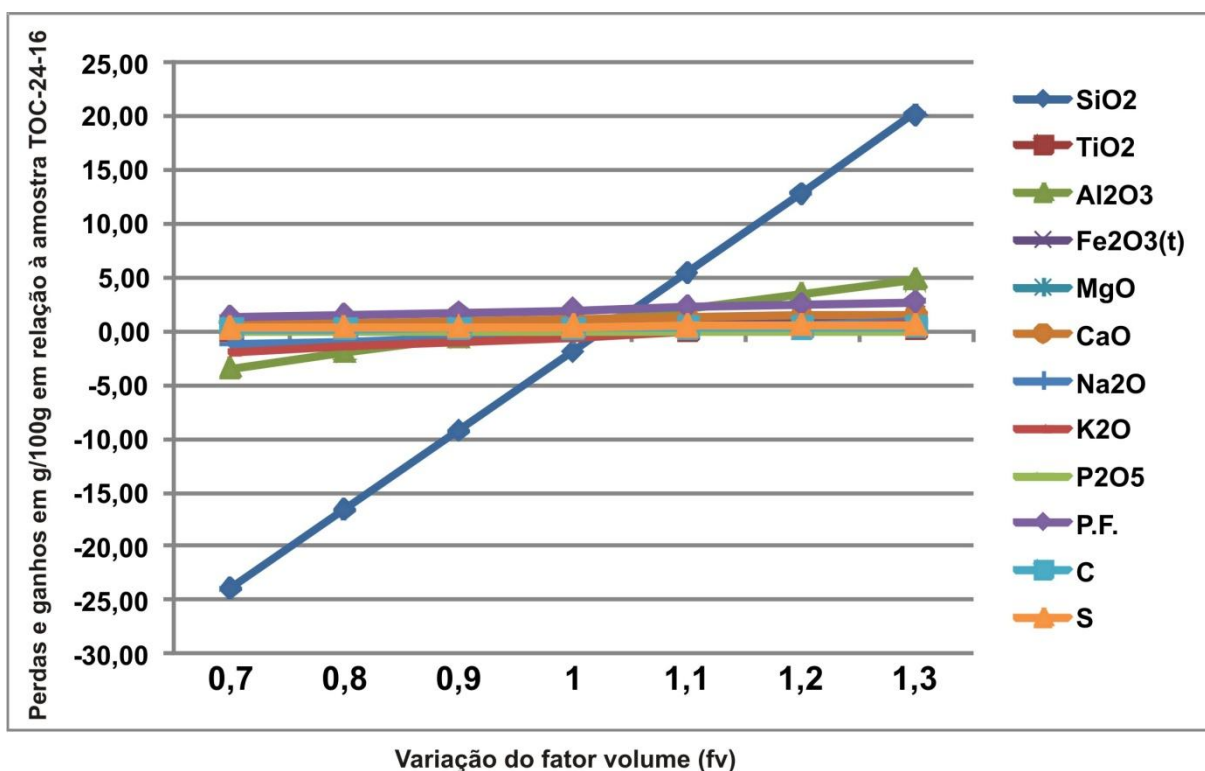


Figura 7.13 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-16(variedade *smoky*), representativa da cloritização. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de f_v para os quais os respectivos componentes teriam sido imóveis no processo de cloritização.

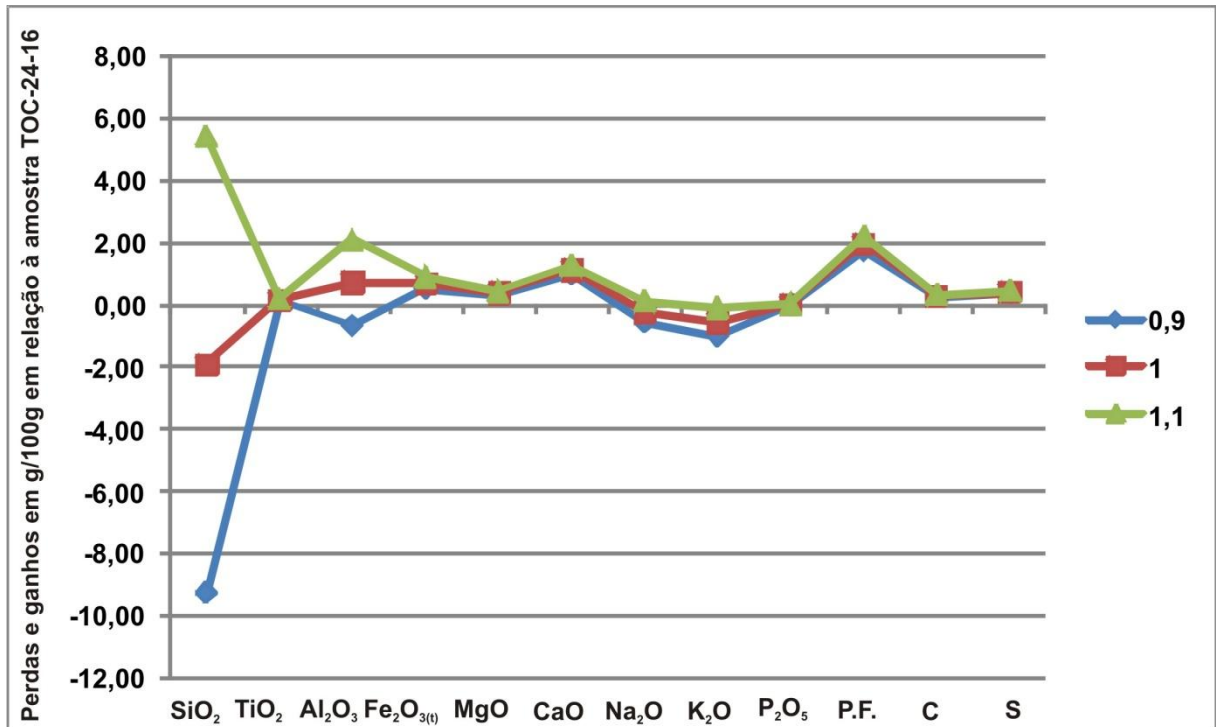


Figura 7.14 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a cloritização.

7.1.3.2.3 – Silicificação

Para cômputo das perdas e ganhos durante a silicificação da variedade *smoky* foi utilizada a amostra TOC-24-19 (Anexo 7), tendo sido obtidos valores de fv entre 0,9 e 1,1 (Figura 7.15) com base na intersecção das únicas duas retas (as referentes a SiO₂ e Al₂O₃) com a linha $X_n = 0$. Dentro deste intervalo de fv , a rocha ganhou CaO, Na₂O, PF, C e S, e perdeu TiO₂, Fe₂O_{3(t)}, MgO, K₂O e P₂O₅. Houve também perda de Al₂O₃, salvo quando fv igual a 1,1, e ganho de SiO₂ desde que fv tenha sido < 0,95 (Figura 7.16).

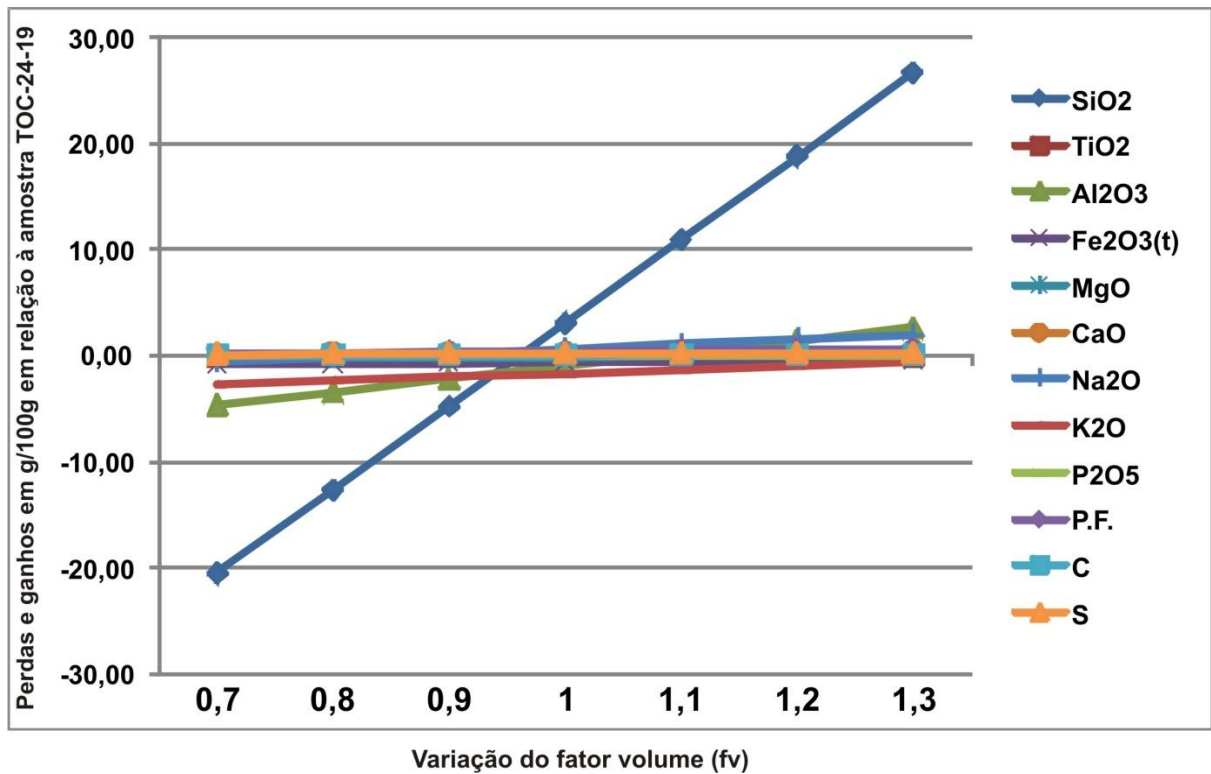


Figura 7.15 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de fv com base na amostra TOC-24-19 (variedade *smoky*), representativa da silicificação. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de fv para os quais os respectivos componente teriam permanecido imóveis no processo de silicificação.

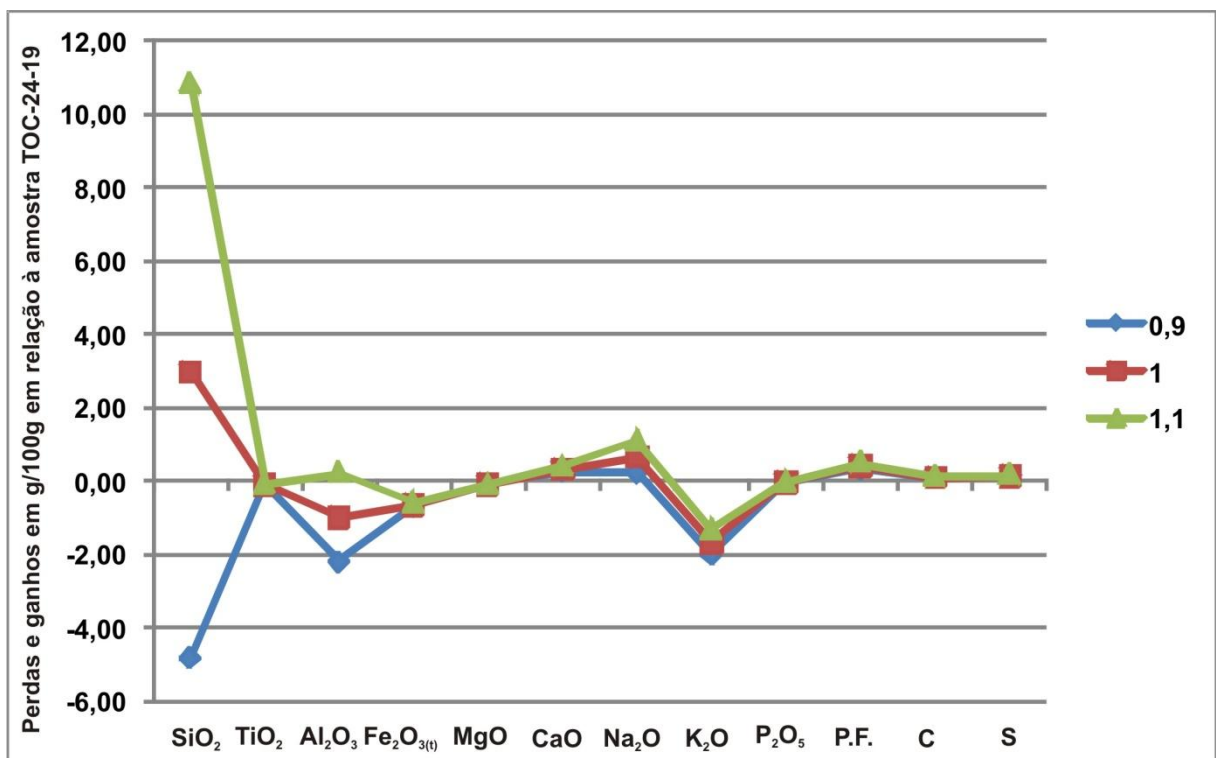


Figura 7.16 - Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a silicificação.

7.1.3.2.4 – Carbonatação

Para este tipo de alteração, a amostra TOC-24-38 escolhida como a mais representativa (Anexo 8). Foram obtidos valores de f_v entre 0,9 e 1,1 (Figura 7.17) a partir da intersecção das únicas retas (referentes SiO_2 e Al_2O_3) com a linha $X_n = 0$. Nesse caso, a rocha ganhou TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO , CaO , P_2O_5 , H_2O , C e S e perdeu K_2O e Na_2O . Houve, também, ganhos de Al_2O_3 (exceto para $f_v < 0,95$) e perdas de SiO_2 (exceto para $f_v > 1,05$) (Figura 7.18).

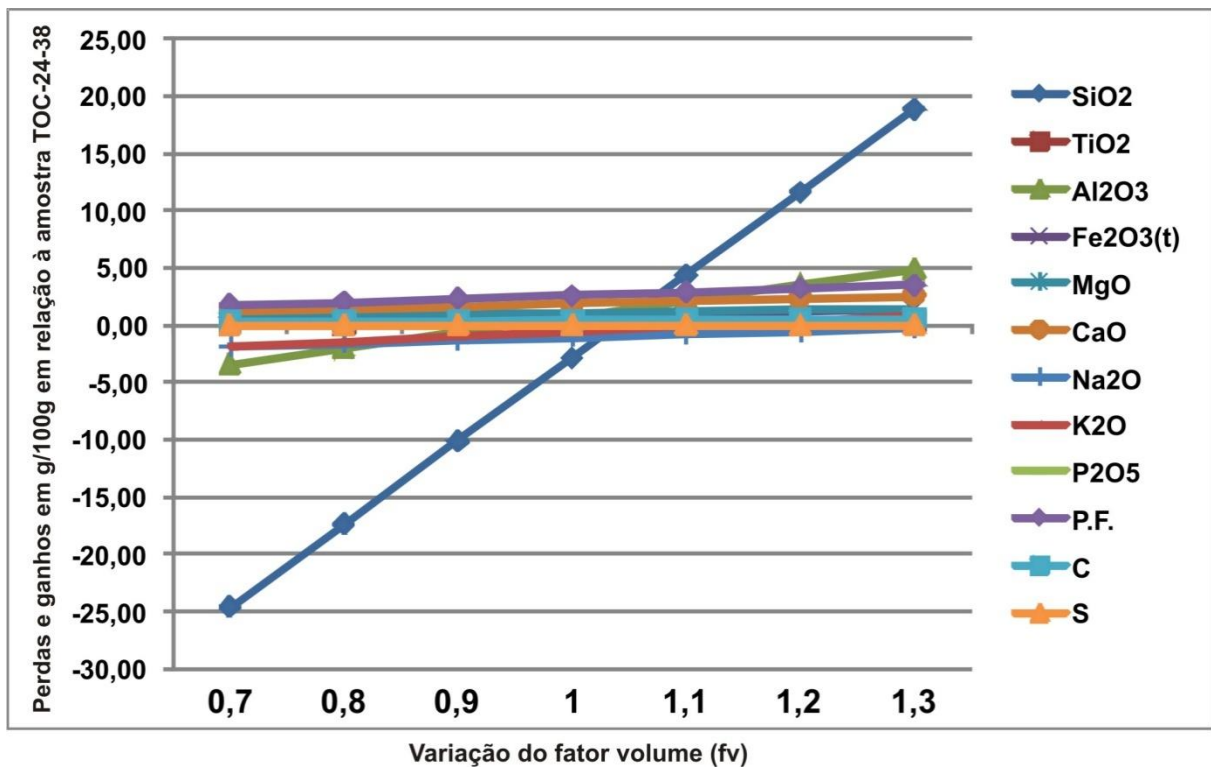


Figura 7.17 - Diagrama utilizado para cálculo do mais provável valor de f_v com base na amostra TOC-24-38, representativa da carbonatação. Os pontos onde as retas cortam a linha $X_n = 0$ indicam os valores de f_v para os quais os respectivos componentes teriam permanecido imóveis no processo de carbonatação.

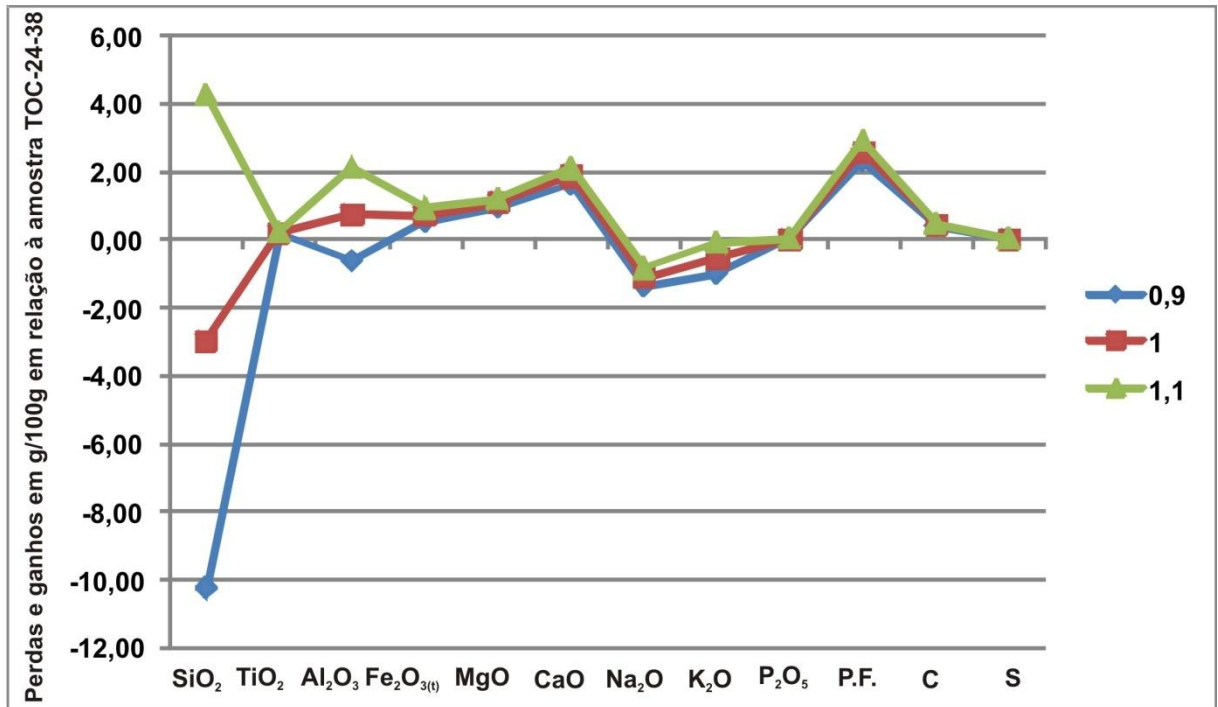


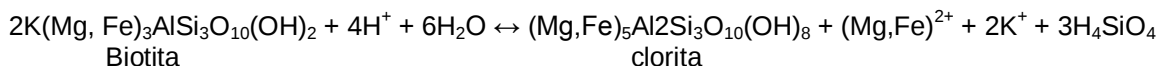
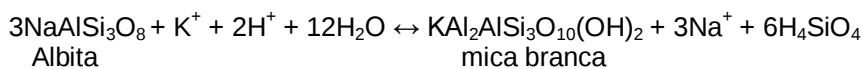
Figura 7.18 – Balanço geoquímico de massa (perdas e ganhos) para os componentes maiores em g/100g durante a carbonatação.

8 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÕES

Os granitoides observados em testemunhos de sondagem do furo TOC-24 do depósito Tocantinzinho mostram composição monzogranítica, mas variedades sienograníticas também estão presentes, embora em menor expressão. As observações petrográficas indicam que essas rochas não estão ductilmente deformadas (ausência de estruturas planares penetrativas), porém foram afetadas por tectônica rúptil que as fraturou e, localmente, gerou feições cataclásticas. Essas fraturas permitiram a circulação de fluidos hidrotermais e muitas delas foram preenchidas por minerais de alteração, vindo a constituir veios e vênulas.

Como resultado da interação fluido-rocha, o corpo granítico foi alterado, reconhecendo-se as variedades informais salame e *smoky*, que são diferenciadas sobretudo pela coloração, a primeira avermelhada e a outra acinzentada. Do ponto de vista mineralógico e químico não há, em geral, diferenças marcantes entre elas, o que sugere que a variedade *smoky* tenha interagido com fluidos de caráter mais redutor.

Muito provavelmente as soluções aquosas não eram muito ácidas e a temperatura tampouco muito elevada, tanto que o grau de alteração foi apenas fraco a moderado. Sericitização e cloritização são dois dos principais tipos de alteração e caracterizados, respectivamente, pela substituição dos feldspatos por mica branca e da biotita por clorita, conforme as reações abaixo:



A sericitização e a cloritização são os tipos de alteração mais comuns e ubíquos, tendo afetado com maior intensidade a variedade *smoky*. Se as reações acima tiverem sido representativas desses processos de alteração, fica evidente que a rocha alterada perdeu sílica e sódio, e, dependendo do feldspato mais sericitizado, também potássio.

Outros tipos importantes reconhecidos foram a silicificação, a carbonatação e a hematitização, o primeiro bem mais comum em zonas fraturadas ou cataclasadas para onde certamente convergiram os fluidos que solubilizaram a sílica oriunda da destruição dos minerais primários do granito. Dentre as amostras estudadas, a TOC-24-26 é a mais cataclasada e representativa desse processo, alcançando teor de 81,2% de sílica. A carbonatação representa aparentemente um estágio mais tardio da alteração e foi favorecida por fluidos que, de alguma forma, incorporaram as espécies aquosas CO_3^{2-} e HCO_3^- .

A hematitização ocorreu apenas na variedade salame e é registrada em profundidades relativamente rasas. Resultou da oxidação da magnetita e biotita primárias, mas não se descarta a possibilidade de o Fe^{3+} ter sido, em parte, transportado por fluidos hidrotermais oxidados. Especula-se que hematita finamente granulada foi responsável por imprimir nas amostras da variedade salame a cor vermelha, que bem a caracteriza. Suporta esta hipótese o fato de pequenos cristais de hematita estarem inclusos no feldspato K.

Os cálculos de balanço de massa indicam que as rochas graníticas, independentemente da variedade, ganharam massa durante os processos hidrotermais. As perdas ou ganhos individuais de componentes dependeram do tipo de alteração e da maior ou menor capacidade dos fluidos em trocarem massa com as rochas. Alguns elementos foram liberados em resposta à destruição de minerais primários, mas podem ter sido reaproveitados na formação de fases de alteração. Por exemplo, o K necessário à formação da sericita poderia ter sido fornecido pelos fluidos ou provir da microclina e/ou biotita primárias. No primeiro caso, haveria ganhos de K, enquanto que no segundo este elemento poderia ter sido removido ou reprecipitado quando da sericitização do plagioclásio, implicando perda ou preservação de sua massa. Para saber qual mecanismo teve maior influência na alteração, seria necessário conhecer-se a composição do fluido, o que estava fora do escopo deste trabalho.

Estimativas foram feitas para se determinar a quantidade de massa de produtos hidrotermais incorporados em cada m^3 de rocha alterada. Considerando-se a condição isovolumétrica, os resultados estão apresentados na tabela 8.1.

Tabela 8.1– Quantidade de massa ganha pelas rochas graníticas alteradas em kg/m³ durante os processos de alteração do sistema Tocantinzinho.

	Sericitização	Cloritização	Silicificação	Carbonatação
Salame	59	45	24	54
<i>Smoky</i>	114	77	27	78

Nota-se que nos vários tipos de alteração a variedade granítica *smoky* ganhou mais massa que a salame, as mais altas quantidades sendo registradas durante a sericitização e cloritização. Conclui-se, portanto, que a variedade *smoky* é mais alterada que a salame, alcançando valores cerca de duas vezes maiores no caso da sericitização e cloritização. A maior alteração da variedade *smoky* é corroborada pelas observações petrográficas.

9 CONCLUSÕES

A interpretação dos resultados obtidos nesta dissertação permitiu avançar as seguintes conclusões:

- 1) As rochas hospedeiras do depósito Tocantinzinho incluem monzogranitos (dominantes) e sienogranitos (subordinados);
- 2) Esses granitoides foram afetados por tectônica de caráter rúptil que os fraturaram e deformaram, sendo possível localmente observar feições cataclásticas e brechas. Essa deformação favoreceu de forma direta a subsequente percolação de fluidos hidrotermais através dos espaços abertos, os quais reagiram irreversivelmente com o ambiente mineral, provocando alteração e mineralização do corpo granítico;
- 3) Duas variedades de granito alterado, de terminologia informal — salame e *smoky* —, foram diferenciadas com base em critérios macroscópicos e coloração, embora não haja diferenças marcantes em termos texturais, mineralógicos e geoquímicos;
- 4) Sericitização, cloritização, silicificação, sulfetação e carbonatação são os principais tipos de alteração que afetaram as rochas estudadas; hematização foi importante localmente e apenas afetou a variedade salame;
- 5) Os minerais de minério, essencialmente sulfetos, ocorrem disseminados (tipo *stockwork*) ou em microvênulas e estão representados por calcopirita, esfalerita e pirita (dominante);
- 6) O grau de alteração dos granitoides foi fraco a moderado, isto implica dizer que as soluções aquosas provavelmente não eram muito ácidas e a temperatura não muito elevada;
- 7) Sericitização e cloritização são os tipos de alteração mais expressivos e afetaram com maior intensidade a variedade *smoky*;

- 8) A silicificação e a carbonatação são também importantes, sendo que a primeira foi favorecida em zonas fraturadas ou cataclasadas e a segunda representa aparentemente o estágio mais tardio da alteração;
- 9) A hematização é a alteração menos expressiva e é provavelmente a responsável por imprimir nas amostras da variedade salame a cor vermelha;
- 10) Cálculos de balanço de massa indicam que, durante os processos hidrotermais, os granitoides ganharam massa;
- 11) As perdas e ganhos individuais dos componentes dependeram do tipo de alteração e da maior ou menor capacidade dos fluidos em trocarem massa com as rochas;
- 12) Em condições isovolumétricas, independente do tipo de alteração, a variedade *smoky* ganhou mais massa que a salame, fato este exemplificado pelos processos de cloritização e sericitização, que forneceram, respectivamente, valores de 45 kg/m^3 e 59 kg/m^3 para a variedade salame, enquanto que para a variedade *smoky* os ganhos foram de, respectivamente, 77 kg/m^3 e 114 kg/m^3 . Estes dados mostram que a abundância de minerais hidrotermais na variedade *smoky* é cerca de duas vezes maior que na variedade salame;
- 13) Por ter sido um estudo com base em apenas com um furo de sondagem, os resultados obtidos são ainda preliminares, havendo necessidade de estendê-lo a outros furos para se ter uma melhor avaliação do balanço de massa no sistema Tocantinzinho.

REFERÊNCIAS

BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L. do E.S. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C)**. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Porto Velho: CPRM. 2000.

BRITO, M.F.L. Suíte Intrusiva Parauari. In: ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM. 2000a.

BRITO, M.F.L. Suíte Intrusiva Maloquinha. In: ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM. 2000b.

BRITO, M.F.L. Granito Pepita. In: ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S.. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM. 2000c.

COUTINHO, M.G. da N. **Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para Ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 375 p. 2008.

FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. **Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós**, Nota explicativa. Belém: CPRM. 13 p. 1996.

FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (eds.), **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, SBG-NO, p. 423 – 437.

FERREIRA, A.L. Grupo Jacareacanga. In: FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L. & MONTEIRO, M.A.S. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga, SB.21-Y-B**. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000. Nota Explicativa. Manaus: CPRM. 2000.

FERREIRA, A.L. et al. Folha SB.21 – Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.) **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas – SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM. 2004.1 CD-ROM.

GELLER, B. **Tocantinzinho Petrographic Report**. Jaguar Resources Corporation. Relatório inédito. 25 p. 2004.

GRESENS, R.L. Composition-volume relationships of metasomatism. **Chemical Geology** 2: 47-65. 1967.

KLEIN, E. L.; CARVALHO, J.M. de A. Recursos Minerais. In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da. **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG**: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM, 2008.

LAMARÃO, C.N. **Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo paleoproterozoico da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico**. 285f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2001.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R. Granitóides São Jorge Antigo e São Jorge Jovem: petrografia e geoquímica de magmatismo cálcico-alcálico alto-K paleoproterozoico na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. In: Klein, E.L., Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (Eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. SBG-NO, Belém, v. 3, p. 53 – 66. 2002.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. Geology, Geochemistry and Pb-Pb zircon Geochronology of the Paleoproterozoic Magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v.119, p. 189 – 223. 2002.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M.M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 277-292. 2005.

MELLO, R.B. **A Preliminary Assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District**, Pará State, Brazil three million tons/year cenário. Brasauro Resources Corporation. 104 p. 2007.

MEYER, C.; HEMLEY, J.J. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (ed) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**, 1st ed. Holt Rinehart & Winston, New York, p. 166–235. 1967.

MONTEIRO, M.A.S. Suíte Intrusiva Ingarana. In: ALMEIDA, M.E; BRITO, M.F.L; FERREIRA, A.L; MONTEIRO, M.A.S. 2000. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM. 2000.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, p. 715-717. 1982.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983. 1984.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Springer. Perth, Australia, 1250 p. 2009.

RIOS, F.J.; VILLAS, R.N.; FUZIKAWA, K. O granito Serra dos Carajás. II. Alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos aquosos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 32-40. 1995.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-488. 2000.

SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, 36:453-488. 2001.

SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. Reply to the discussion on: Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 37, n. 8, 2002. p. 785-787.

SANTOS, J.O.S.; BREEMEN, O.B.V.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131. 2004. p. 73-109.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, 1999. p. 174-182.

TASSINARI et al. The Amazonian craton. In: CORDANI et al. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 41-95.

VASQUEZ, M.L. et al. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus. **Resumos expandidos**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 471-474.

VASQUEZ, M.L. et al. Geochronology of Granitoids, Mafic Intrusions and Mineralizations of the Tapajós Gold Province-Amazonian Craton-Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. **Abstract**. Rio de Janeiro, 2000a. 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M.L.; RICCI, P dos S.F.; KLEIN, E.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. Descrições das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L ; VASQUEZ, M.L., (eds.). **Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará**. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000b.

VASQUEZ, M.L.; RICCI, P dos S.F.; KLEIN, E.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. 2000c. Descrições das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L., (eds.). **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Rio Novo (SB.21-Z-A). Estado do Pará**. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000c.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da (Eds). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG**: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. 2008.

ANEXOS

Anexo 1 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-27, esta representante da alteração de sericitização na variedade salame.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-27									
Profundidade	29,30 - 29,50	143,70 - 143,81		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,65									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	71,62	-24,54	-17,27	-9,99	-2,72	4,55	11,82	19,09		1,04
TiO ₂	0,18	0,32	0,05	0,08	0,11	0,14	0,18	0,21	0,24		0,55
Al ₂ O ₃	13,08	14,23	-2,97	-1,52	-0,08	1,37	2,81	4,26	5,70		0,91
Fe ₂ O _{3t}	1,29	2,40	0,42	0,66	0,90	1,15	1,39	1,63	1,88		0,53
MgO	0,18	0,54	0,20	0,26	0,31	0,37	0,42	0,48	0,53		0,33
CaO	0,41	0,39	-0,13	-0,09	-0,05	-0,01	0,03	0,07	0,10		1,04
Na ₂ O	3,75	2,57	-1,92	-1,66	-1,40	-1,14	-0,88	-0,62	-0,36		1,44
K ₂ O	5,16	5,89	-0,97	-0,38	0,22	0,82	1,42	2,02	2,61		0,86
P ₂ O ₅	0,05	0,06	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03		0,82
H ₂ O	0,40	1,70	0,81	0,98	1,15	1,33	1,50	1,67	1,84		0,23
C	0,03	0,08	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08		0,37
S	0,00	0,84	0,60	0,68	0,77	0,85	0,94	1,02	1,11		0,00

Anexo 2 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-23, esta representante da alteração de cloritização na variedade salame.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-23									
Profundidade	29,30 - 29,50	118,77 - 118,87		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,64									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	72,05	-24,43	-17,14	-9,85	-2,56	4,73	12,01	19,30		1,04
TiO ₂	0,18	0,33	0,05	0,09	0,12	0,15	0,19	0,22	0,25		0,54
Al ₂ O ₃	13,08	14,00	-3,17	-1,75	-0,34	1,08	2,50	3,91	5,33		0,92
Fe ₂ O _{3t}	1,29	1,96	0,10	0,30	0,49	0,69	0,89	1,09	1,29		0,65
MgO	0,18	0,35	0,07	0,10	0,14	0,17	0,21	0,24	0,28		0,51
CaO	0,41	0,64	0,04	0,11	0,17	0,24	0,30	0,37	0,43		0,63
Na ₂ O	3,75	3,43	-1,32	-0,97	-0,63	-0,28	0,07	0,41	0,76		1,08
K ₂ O	5,16	5,40	-1,34	-0,79	-0,24	0,30	0,85	1,39	1,94		0,94
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08		0,49
H ₂ O	0,40	1,50	0,66	0,81	0,97	1,12	1,27	1,42	1,57		0,26
C	0,03	0,11	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11		0,27
S	0,00	0,65	0,46	0,53	0,59	0,66	0,72	0,79	0,85		0,00

Anexo 3 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-26, esta representante da alteração de silicificação na variedade salame.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-26									
Profundidade	29,30 - 29,50	140,48 - 140,58		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,63									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	81,20	-18,16	-9,98	-1,80	6,38	14,56	22,75	30,93		0,92
TiO ₂	0,18	0,17	-0,06	-0,04	-0,03	-0,01	0,01	0,03	0,04		1,05
Al ₂ O ₃	13,08	9,85	-6,13	-5,14	-4,15	-3,15	-2,16	-1,17	-0,18		1,32
Fe ₂ O _{3t}	1,29	0,52	-0,92	-0,87	-0,82	-0,77	-0,71	-0,66	-0,61		2,46
MgO	0,18	0,16	-0,07	-0,05	-0,03	-0,02	0,00	0,01	0,03		1,12
CaO	0,41	0,64	0,04	0,11	0,17	0,23	0,30	0,36	0,43		0,64
Na ₂ O	3,75	3,19	-1,50	-1,18	-0,86	-0,54	-0,21	0,11	0,43		1,17
K ₂ O	5,16	3,42	-2,75	-2,40	-2,06	-1,71	-1,37	-1,02	-0,68		1,50
P ₂ O ₅	0,05	0,04	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,00		1,24
H ₂ O	0,40	0,70	0,09	0,16	0,23	0,31	0,38	0,45	0,52		0,57
C	0,03	0,13	0,06	0,07	0,09	0,10	0,11	0,13	0,14		0,23
S	0,00	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07		0,00

Anexo 4 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-39, esta representante da alteração de carbonatação na variedade salame.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-39									
Profundidade	29,30 - 29,50	208,26 - 208,58		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,65									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	73,70	-23,06	-15,58	-8,09	-0,61	6,87	14,36	21,84		1,01
TiO ₂	0,18	0,24	-0,01	0,01	0,04	0,06	0,09	0,11	0,14		0,74
Al ₂ O ₃	13,08	13,30	-3,63	-2,28	-0,93	0,42	1,77	3,12	4,47		0,97
Fe ₂ O _{3t}	1,29	1,81	0,00	0,18	0,36	0,55	0,73	0,92	1,10		0,70
MgO	0,18	0,40	0,10	0,14	0,19	0,23	0,27	0,31	0,35		0,44
CaO	0,41	0,69	0,08	0,15	0,22	0,29	0,36	0,43	0,50		0,59
Na ₂ O	3,75	3,96	-0,94	-0,53	-0,13	0,27	0,67	1,07	1,48		0,93
K ₂ O	5,16	4,66	-1,85	-1,37	-0,90	-0,43	0,04	0,52	0,99		1,09
P ₂ O ₅	0,05	0,05	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02		0,98
P.F.	0,40	1,10	0,38	0,49	0,61	0,72	0,83	0,94	1,05		0,36
C	0,03	0,13	0,06	0,08	0,09	0,10	0,12	0,13	0,14		0,23
S	0,00	0,42	0,30	0,34	0,38	0,43	0,47	0,51	0,55		0,00

Anexo 5 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-44, esta representante da alteração de sericitização na variedade *smoky*.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-44									
Profundidade	29,30 - 29,50	243,26 - 243,39		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,68									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	68,96	-25,87	-18,79	-11,71	-4,63	2,45	9,53	16,61		1,07
TiO ₂	0,18	0,41	0,11	0,16	0,20	0,24	0,28	0,33	0,37		0,43
Al ₂ O ₃	13,08	14,76	-2,47	-0,96	0,56	2,08	3,59	5,11	6,62		0,86
Fe ₂ O _{3t}	1,29	3,54	1,25	1,62	1,98	2,34	2,71	3,07	3,44		0,35
MgO	0,18	0,58	0,24	0,30	0,36	0,42	0,48	0,53	0,59		0,30
CaO	0,41	0,53	-0,03	0,03	0,08	0,13	0,19	0,24	0,30		0,75
Na ₂ O	3,75	2,86	-1,69	-1,40	-1,11	-0,81	-0,52	-0,23	0,07		1,28
K ₂ O	5,16	5,43	-1,26	-0,70	-0,14	0,42	0,97	1,53	2,09		0,93
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07		0,54
H ₂ O	0,40	2,60	1,47	1,74	2,00	2,27	2,54	2,80	3,07		0,15
C	0,03	0,11	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,11	0,12		0,27
S	0,00	1,62	1,16	1,33	1,50	1,66	1,83	2,00	2,16		0,00

Anexo 6 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-16, esta representante da alteração de cloritização na variedade *smoky*.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-16									
Profundidade	29,30 - 29,50	102,02 - 102,12		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,67									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	71,85	-23,99	-16,64	-9,29	-1,94	5,41	12,76	20,11		1,03
TiO ₂	0,18	0,31	0,04	0,07	0,11	0,14	0,17	0,20	0,23		0,57
Al ₂ O ₃	13,08	13,47	-3,43	-2,06	-0,68	0,70	2,08	3,46	4,83		0,95
Fe ₂ O _{3t}	1,29	1,93	0,09	0,29	0,49	0,68	0,88	1,08	1,28		0,65
MgO	0,18	0,53	0,20	0,25	0,31	0,36	0,42	0,47	0,52		0,33
CaO	0,41	1,48	0,65	0,80	0,95	1,10	1,26	1,41	1,56		0,27
Na ₂ O	3,75	3,44	-1,29	-0,93	-0,58	-0,23	0,12	0,47	0,82		1,07
K ₂ O	5,16	4,48	-1,95	-1,49	-1,04	-0,58	-0,12	0,34	0,80		1,13
P ₂ O ₅	0,05	0,05	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02		0,98
H ₂ O	0,40	2,30	1,25	1,48	1,72	1,95	2,19	2,42	2,66		0,17
C	0,03	0,30	0,18	0,22	0,25	0,28	0,31	0,34	0,37		0,10
S	0,00	0,39	0,28	0,32	0,36	0,40	0,44	0,48	0,52		0,00

Anexo 7 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre a amostra TOC-175-01 e a amostra TOC-24-19, esta representante da alteração de silicificação na variedade *smoky*.

Amostra	TOC-175-01	TOC-24-19									
Profundidade	29,30 - 29,50	108,82 - 108,97		Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento							
Peso	100g	100g		Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv							
Densidade	2,61	2,63									
% em peso	C ^O	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	75,44	77,83	-20,54	-12,70	-4,86	2,99	10,83	18,67	26,51		0,96
TiO ₂	0,18	0,08	-0,12	-0,12	-0,11	-0,10	-0,09	-0,08	-0,08		2,23
Al ₂ O ₃	13,08	11,99	-4,62	-3,41	-2,21	-1,00	0,21	1,42	2,63		1,08
Fe ₂ O _{3t}	1,29	0,62	-0,85	-0,79	-0,73	-0,67	-0,60	-0,54	-0,48		2,06
MgO	0,18	0,08	-0,12	-0,12	-0,11	-0,10	-0,09	-0,08	-0,08		2,23
CaO	0,41	0,72	0,10	0,17	0,24	0,32	0,39	0,46	0,53		0,57
Na ₂ O	3,75	4,37	-0,67	-0,23	0,21	0,65	1,09	1,53	1,97		0,85
K ₂ O	5,16	3,46	-2,72	-2,37	-2,02	-1,67	-1,32	-0,98	-0,63		1,48
P ₂ O ₅	0,05	0,01	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04		4,96
H ₂ O	0,40	0,80	0,16	0,24	0,33	0,41	0,49	0,57	0,65		0,50
C	0,03	0,12	0,05	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,13		0,25
S	0,00	0,13	0,09	0,10	0,12	0,13	0,14	0,16	0,17		0,00

