

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS
ASSOCIADAS AO VULCANO-PLUTONISMO UATUMÃ NA PROVÍNCIA
MINERAL DO TAPAJÓS**

Lucas Lima Scaglia

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015/33)

SÃO PAULO
2015

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS
ASSOCIADAS AO VULCANO-PLUTONISMO UATUMÃ NA PROVÍNCIA MINERAL
DO TAPAJÓS**

Lucas Lima Scaglia

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Co-Orientador: Diego Felipe Gómez Gutiérrez

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015/33)

IGc-Instituto de Geociências

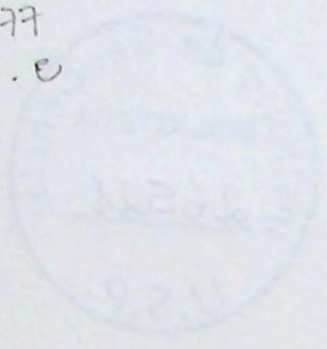


Caracterização e gênese das alterações hidrotermais
associadas ao vulcano-plutonismo Uatumã na
M26521

SÃO PAULO

2015

TF
S277
LL.e



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DAS ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS
ASSOCIADAS AO VULCANISMO CENÓZOICO NA PROVÍNCIA SERRAL
DO TAPAJÓS

Luiz Carlos Bordin

Orientador: Prof. Dr. Carlos Bordin

Co-Orientador: Departamento de Geologia

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE PÓS-GRADUAÇÃO
(1982)

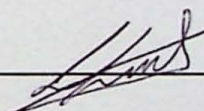
240 PÁG.

1982

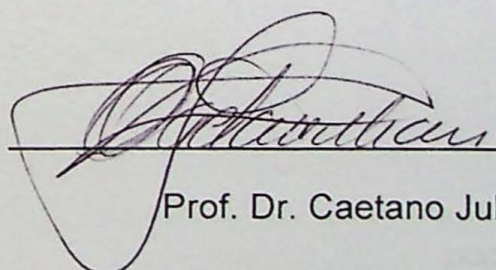
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS
ASSOCIADAS AO VULCANO-PLUTONISMO UATUMÃ NA PROVÍNCIA MINERAL
DO TAPAJÓS

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015/33)



Lucas Lima Scaglia



Prof. Dr. Caetano Juliani

SÃO PAULO
2015

*"Viva o hoje,
pois o ontem se foi
e o amanhã talvez não venha"*

Antoine de Saint-Exupéry

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar queria agradecer à minha família, minha mãe e meu pai, pelo carinho, amor e auxílio em todas as etapas da minha vida, sem eles seria impossível estar aqui. Ao meu irmão, que além de tudo é um grande amigo e companheiro para todos os momentos, seja na nossa terra natal, aqui em São Paulo ou agora longe um do outro... também a Meg, aos meus tios e meus primos: Andrey, Heitor, Bruno, Amanda e Vivi, e as quase primas Bruna, Camila e Marco, e amigo talvez um dia primo de verdade, Boi.

Agradeço também a minha avó materna por todo o carinho e amor, além dos cuidados, das conversas, dos ensinamentos e dos cafés que fazem meus finais de semana muito mais felizes... também aos meus avós paternos, que apesar de não nos vermos o quanto eu gostaria, são muito importantes para a minha formação como pessoa, sempre me dando muito carinho e amor.

A minha namorada, Priscila, por todos os momentos que passamos juntos, sendo nessa trajetória universitária, junto ao meu irmão, a pessoa que mais me deu apoio emocional para conseguir seguir em frente, sendo sempre meu porto seguro.

Ao meu orientador, Caetano Juliani, por todo tempo e dedicação concedidos a esse trabalho, não só orientando, mas ensinando, aconselhando e incentivando cada passo. Queria agradecer também a todo o grupo de pesquisa, meu co-orientador Diego, ao Esquentá, Carlos Mário, Hugo e Cláudia por todo o auxílio nos mais diversos momentos, me ensinando muito.

Queria agradecer ao pessoal que ao longo desse tempo longe de casa me aturou e me acolheu, fazendo de São Paulo uma nova casa, Lucas Finamor, Samuca (Bixa), Adinan, Márcio, Thiago e Diego, e especialmente Renan, por além desses anos morando aqui, os mais de 18 anos de amizade.

Aos funcionários e técnicos dos laboratórios do IGc, Marcos, Leandro, Isaac, Angélica, Zé Paulo, Giordana pelo auxílio nos momentos de desespero e prazos apertado.

Por fim, mas não menos importante, a toda a turma 53, sem vocês não seria possível chegar até esse momento na minha vida, especialmente a toda a Família Geobinho, Soka, Cancro, Xupim, Always, Azeite, Bolquete, Caiçara, Cookie, Curirica, Esperma, Eunuco, Gardenal, Garçon, Lonta, Marijuana, Molestado, Pseudo, Lombarde e Kapa, pelas noites viradas estudando, aulas de campo, cervejas e conversas compartilhadas, vocês fizeram da faculdade mais do que uma graduação, mas uma lembrança para toda a vida.

RESUMO

O presente projeto de pesquisa apresenta os resultados de estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos das rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas encontradas na Província Mineral do Tapajós, na porção sudeste do estado do Pará.

As mineralizações de ouro na Província Mineral do Tapajós têm sido definidas como formadas por processos orogênicos e magmáticos-hidrotermais. Dentre as mineralizações geneticamente relacionadas ao magmatismo Uatumã, têm sido descritas mineralizações epitermais *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* em rochas vulcânicas e mineralizações do tipo pórfiro associadas a intrusivas sub-vulcânicas. A alteração hidrotermal é muito diferente nas diversas mineralizações magmáticas-hidrotermais, e este estudo visa determinar a sua gênese.

Unidades geológicas diversas foram descritas; rochas graníticas associadas à Suíte Intrusiva Parauai e à Suíte Intrusiva Maloquinha, rochas granodioríticas associadas à Suíte Intrusiva Creporizão. Rochas vulcanoclásticas e epiclásticas, e tufos dacíticos e andesíticos relacionados ao Grupo Iriri.

Os estudos geoquímicos permitiram a definição da filiação cálcio-alcalina ou alcalina dos magmas que geraram as rochas, bem como do ambiente tectônico de formação. O estudo da alteração hidrotermal subsidiou a definição dos tipos, dos zonamentos e da sequência evolutiva do paleo-sistema hidrotermal. Este estudo também permitiu a definição da gênese das mineralizações e, sobretudo, contribuiu para a resolução das dúvidas pendentes sobre a origem orogênica ou magmática-hidrotermal dessas ocorrências minerais.

Foram identificadas alterações hidrotermais do tipo pórfiro tais como metassomatismo potássico, alteração sericítica e alteração propilítica, e alterações hidrotermais do tipo epitermal como alteração argílica e argílica avançada. Essas alterações ocorrem desde a escala fissural até escala regional, como é o caso do metassomatismo potássico que afeta todas as rochas da área de estudo.

Os diversos litotipos presentes definem uma complexidade geológica muito maior do que a definida até o presente momento para a região, seja no que tange ao tipo de rocha ou ambiente geológico de formação.

Com o avanço das pesquisas e melhor compreensão do sistema geológico e hidrotermal que condicionaram as mineralizações presentes na área, pode-se vislumbrar um grande potencial na exploração de depósitos polimetálicos do tipo pórfiro e epitermal, destacando-se os de cobre, molibdênio, zinco, chumbo e prata, além do ouro que já vem sendo explorado.

ABSTRACT

This research project presents the results of petrographic, mineralogical and geochemical studies of plutonic, volcanic and volcanoclastic rock types at the Tapajós Mineral Province, in the southeast of Pará State.

The gold mineralizations of the Tapajós Mineral Province have been defined as formed by orogenic and magmatic-hydrothermal processes. Among the related magmatism mineralizations associated to the Uatumã event were described high-, intermediate- and low-sulfidation epithermal mineralizations hosted in volcanic, and porphyry-type mineralizations associated to sub-volcanic intrusives rocks. Hydrothermal alteration is very different in the diverse magmatic-hydrothermal mineralizations, and this study is focused to define its genesis.

Diverse geological units were described; granitic rocks associated to the Parauari Intrusive Suite, Maloquinha Intrusive Suite, and granodioritic rocks associated to the Creporizão Intrusive Suite. Volcanoclastic, epiclastic rocks, and dacitic to andesitic tuffs related to the Iriri Group.

Geochemical studies allowed defining calc-alkaline or alkaline magmas affinity and their tectonic setting of formation. This study points out the definition of the type, hydrothermal zoning and evolution of the palaeo hydrothermal system. It also permits the definition of the genesis of the mineralization, aiming to resolve the outstanding questions about orogenic or magmatic-hydrothermal origin of these mineral occurrences.

Hydrothermal alterations of porphyry type have been identified, including potassic metasomatism, sericitic and propylitic alteration; and argillic and advanced argillic alterations related with epithermal systems. These alterations occur from fissural to regional scale, such as the potassic metassomatism that affects all the rocks of the area.

The various lithologies present define a much greater geological complexity than had been set so far, is related to the type of rocks as well as to their formation environment,

With the advancement of research and understanding of the geological and hydrothermal system that conditioned the mineralization present in the area, great potential can be seen in the exploration of polymetallic deposits of porphyry and epithermal type, the highlighting of copper, molybdenum, zinc, lead and silver, besides gold that has been mining.

SUMÁRIO

1	Introdução	1
2	Localização da Área	2
3	Objetivos	3
4	Justificativa	3
5	Fundamentação Bibliográfica	5
5.1	Província Mineral do Tapajós	5
5.1.1	Suíte Intrusiva Parauari	8
5.1.2	Supergrupo Uatumã	8
5.1.3	Formação Novo Progresso	11
5.2	Alterações Hidrotermais	12
5.2.1	Estilos de Alterações Hidrotermais	14
5.2.2	Tipos de Alterações Hidrotermais	14
6	Materiais e Métodos	16
6.1	Levantamento Bibliográfico	16
6.2	Levantamento de Campo e Amostragem	17
6.3	Petrografia	17
6.4	Geoquímica	17
6.5	Difração de Raios X	18
6.6	Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura	18
6.7	Química Mineral por Microsonda Eletrônica	19
7	Resultados	19
7.1	Geologia	19
7.1.1	Granitoides	20
7.1.2	Granodiorito – Suíte Intrusiva Creporizão	27
7.1.3	Vulcanoclástica Epiclástica – Grupo Iriri	31
7.1.4	Tufo Dacítico a Andesítico – Grupo Iriri	35
7.1.5	Pórfiro Riolítico	40
7.1.6	Alteração Hidrotermal	41
8	Interpretações e Discussões	46
9	Conclusões	50

ANEXO I - Dados de Geoquímica

ANEXO II - Dados de Microsonda Eletrônica

ANEXO III - Dados de Microscopia Eletrônica de Varredura

ANEXO IV - Dados de Difração de Raios X

1 INTRODUÇÃO

A Província Mineral do Tapajós (PMT), se situa na porção central da parte sul do Cráton Amazônico, no sudeste do Estado do Pará. Essa província se caracteriza geologicamente pela presença de extensas unidades de vulcânicas paleoproterozóicas félsicas e intermediárias atribuídas genericamente ao do Supergrupo Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977; Santos, 1984; Vasquez e Rosa-Costa, 2008). A essas vulcânicas, bem como a corpos intrusivos subvulcânicos, se associam mineralizações primárias de ouro e de metais de base, notadamente de cobre e molibdênio, além zinco, chumbo e prata subordinados (Juliani *et al.*, 2014a).

A região tem sido objeto de intensa garimpagem de ouro desde meados da década de 1970, em depósitos secundários aluvionares e coluvionares (Peregovich *et al.*, 2008) e em alguns filões semi-intemperizados. Essa atividade resultou em uma grande produção de ouro, que pode ter ultrapassado 800 t (Santos *et al.*, 2000), mas esses depósitos vêm se esgotando nos últimos anos.

Essa grande produção de ouro despertou, no início da década de 1990, o interesse de grandes empresas de mineração, dando assim início a diversas pesquisas geológicas e a uma pequena e esporádica produção de ouro de origem primária (Rodrigues *et al.*, 2008).

As mineralizações de ouro da Província Mineral do Tapajós têm sido definidas como formadas por processos **orogênicos** e **magmáticos–hidrotermais**. Dentre as mineralizações geneticamente relacionadas ao magmatismo têm sido descritas mineralizações epitermais *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* em rochas vulcânicas e do tipo pórfiro em intrusivas sub-vulcânicas (Juliani *et al.*, 2005; Echeverri-Misas, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013; Cassini *et al.*, 2015; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a,b).

Essas mineralizações epitermais, que encontram em excelente estado de preservação, sem metamorfismo ou deformações intensas, e têm sido reconhecidas como as mais antigas já descritas no mundo.

Em muitos casos, a gênese de uma mesma mineralização de ouro na PMT tem sido interpretada como orogênica ou magmática–hidrotermal (ver discussões em Echeverri-Misas, 2010 e Tokashiki, 2015), o que dificulta um melhor entendimento do potencial metalogenético para ocorrência de depósitos de metais preciosos e de base na parte sul do Cráton Amazônico. Entretanto, os tipos das alterações hidrotermais, e sobretudo as sequências das fácies hidrotermais, são muito distintas e características entre esses tipos de mineralizações, e o seu estudo pode determinar a gênese das alterações, o que motivou o desenvolvimento desse trabalho de formatura.

Dessa forma, esse trabalho focou a definição da origem e desenvolvimento das

alterações hidrotermais que gerariam as mineralizações de metais preciosos e de base em rochas vulcânicas e intrusivas da região de Novo Progresso (PA). O estudo, visou a caracterização da mineralogia, dos tipos, zonamentos e das sequências evolutivas das alterações hidrotermais, bem como dos tipos de magmas e seus ambientes tectônicos de formação, por litoquímica.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de pesquisa se localiza na parte centro-sul do Cráton Amazônico, nas proximidades da cidade de Novo Progresso, no sudoeste do Pará (Fig. 2.1). Essa região dispõe apenas de mapas geológicos na escala regional e os levantamentos que têm sido feitos pelo grupo de pesquisa do orientador tem evidenciado a presença de rochas vulcânicas e sedimentares aflorando em extensas áreas onde constam nos mapas apenas granitóides, como por exemplo, destacado por Tokashiki *et al.* (2014, 2015).

Dada a dimensão da região, os levantamentos já efetuados pelo grupo de pesquisa não são suficientes para um mapeamento sistemático em escala apropriada. Assim, esse Trabalho de Formatura se concentrou no estudo de afloramentos representativos dos granitos, dos pórfiros e das vulcânicas, melhor detalhados e amostrados nos trabalhos prévios do grupo de pesquisa.

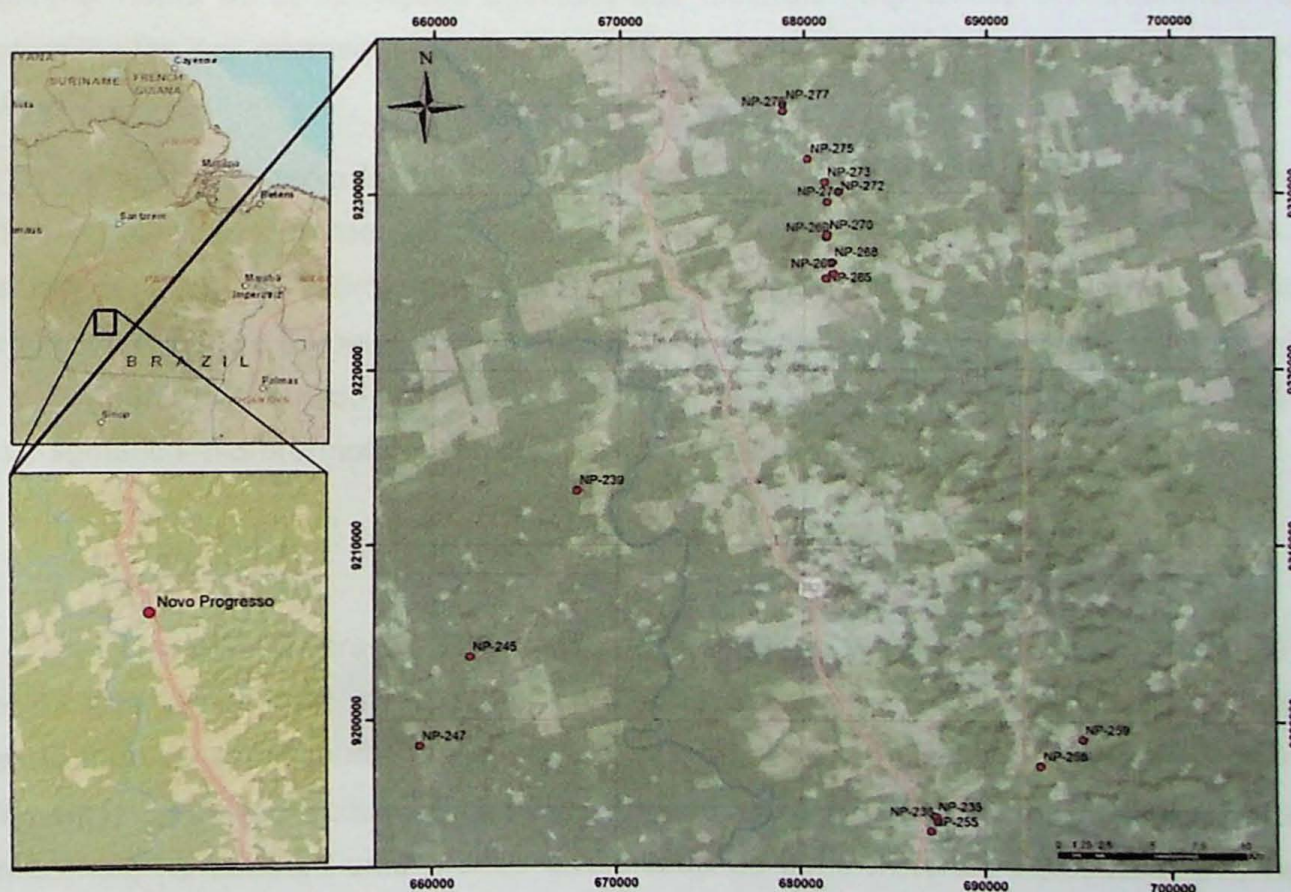


Figura 2.1 – Localização da área de estudo, no entorno da cidade de Novo Progresso – PA (Base cartográfica e planialtimétrica: ArcMap – ArcGis versão 10.0). Os pontos vermelhos indicam os afloramentos estudados no presente trabalho de formatura.

3 OBJETIVOS

O presente projeto de pesquisa visa primariamente a caracterização das alterações hidrotermais que afetaram rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e intermediárias do Supergrupo Uatumã *sensu lato* nos arredores da cidade de Novo Progresso. O estudo da alteração hidrotermal foi feito em rochas associadas a mineralizações primárias de ouro (\pm prata) e de metais de base, notadamente cobre e molibdênio (\pm zinco e chumbo). Essas mineralizações não constituem depósitos, e sim ocorrências e indícios mineralógicos e químicos recentemente detectados na área pelo grupo de pesquisa.

Para alcançar-se esses objetivos foram desenvolvidos estudos petrográficos de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas, pórfiros e de granitos hidrotermalizadas e não hidrotermalizadas, selecionadas em função das unidades geológicas no mapa apresentado na **Figura 5.4**, para possibilitar uma maior representatividade dos processos geológicos que resultaram na formação das rochas e das mineralizações. As rochas inalteradas ou muito pouco alteradas hidrotermalmente foram estudadas quanto à sua mineralogia e textura, visando suas classificações. Após essa etapa foram selecionadas amostras para análises geoquímicas. As amostras hidrotermalizadas também foram estudadas petrograficamente para determinação da mineralogia e dos tipos e estilos das alterações hidrotermais. Posteriormente as composições químicas dos minerais magmáticos e hidrotermais foram determinadas por microsonda eletrônica (MSE) e por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Os estudos geoquímicos permitiram a definição da filiação cálcio–alcalino ou alcalino dos magmas que geraram as rochas, bem como do ambiente tectônico de formação. O estudo da alteração hidrotermal subsidiou a definição dos tipos, dos zonamentos e da sequência evolutiva do paleo-sistema hidrotermal, a definição da gênese das mineralizações e, sobretudo, contribuindo para resolução das dúvidas pendentes sobre a origem orogênica ou magmática–hidrotermal dessas ocorrências minerais.

4 JUSTIFICATIVA

A Província Mineral do Tapajós abrange cerca de 100.000 km². Nessa província são conhecidas um grande número de ocorrências e mineralizações de minerais metálicos, destacando-se as de ouro, prata, cobre, chumbo, zinco, molibdênio e estanho, além de diamante, ametista, topázio e turmalina. Pouco mais a norte, na bacia fanerozóica do Amazonas, há também uma grande diversidade de bens minerais incluindo depósitos de calcário, calcário dolomítico, fosfato, gipsita e sal gema.

O ouro foi descoberto na PMT em 1958 no rio das Tropas e, desde então, iniciou-se sua exploração por atividade garimpeira, cujo pico deu-se nos anos 80 e 90, quando estima-se a presença de mais de 150.000 garimpeiros no Tapajós. Em 2007–2008, Rodrigues *et al.* (2008), estimam que havia cerca de 40.000 garimpeiros na região. Após esse período houve uma sensível redução da atividade garimpeira nos depósitos secundários, mas houve um novo incremento na produção de ouro, fundamentada na exploração mecanizada de depósitos secundários associados a mineralizações filonianas, bem como de alguns veios primários ricos. Nesses mais de 50 anos de atividade garimpeira, estima-se uma produção mínima de mais de 800 toneladas de ouro na região (Santos *et al.*, 2000).

Mais recentemente, devido ao esgotamento dos depósitos de ouro aluvionares, coluvionares e eluvionares, a Província Mineral do Tapajós está passando por um importante período de transição entre a atividade garimpeira e a empresarial, devido à descoberta de depósitos primários em veios de altos teores, disseminados e em *sheeted vein* de teores mais baixos, ainda em parte explorados por garimpeiros, com processos mecanizados. Nos últimos 10 a 15 anos, devido ao grande volume de ouro produzido, ao número de ocorrências primárias, à melhoria do conhecimento geológico, em parte por conta das exposições decorrentes da intensa lavra garimpeira e pelo potencial para existência de depósitos epitermais e do tipo pórfiro de ouro e de metais de base (Juliani *et al.*, 2005), diversas empresas nacionais e internacionais têm investido na exploração mineral na região. Incentiva também essas atividades de exploração mineral o fato desses depósitos primários não terem sido ainda estudados em nível adequado, o que constitui oportunidades de investimento num grande potencial ainda inexplorado no Cráton Amazônico (Peregovich *et al.*, 2008).

A Mina do Palito, localizada a noroeste da área de estudo do presente projeto, é um bom exemplo dessa mudança que está ocorrendo na exploração de ouro do sudeste da província. Essa mina desenvolve-se em um local de intensa atividade garimpeira no passado, que acabou por exaurir os depósitos secundários pelos métodos artesanais e, a partir de 2001, a área começou a ser explorada e explotada pela empresa SERABI MINING PCL, que extraiu cerca de 100 kg de ouro por mês, durante seus quase 10 anos de atividade (Peregovich *et al.*, 2008). A principal mineralização de ouro da mina ocorre associada a veios e *stockworks* hospedados em granito fraturado intensamente hidrotermalizado, posteriormente redefinido por zonas de falhas. Dentre as alterações hidrotermais encontradas na área foram identificados metassomatismo potássico de caráter pervasivo e fissural, alteração propilítica, sericítica e argílica, em tipos e estilos típicos de um sistema do tipo pórfiro (Echeverri-Misas, 2010).

Outro exemplo é representado pelo depósito do Tocantinzinho, ainda mais a norte, com cerca de 52 t de ouro cubado pela Eldorado Gold Corporation (Juras *et al.*, 2011), o que

poderá a vir a ser, brevemente, a maior e mais importante atividade de mineração na PMT nos próximos anos. Esse depósito é considerado por Villas *et al.* (2013) e Santiago *et al.* (2013) como sendo do tipo *Intrusion-related*, na concepção dos *Intrusion-Related Gold Systems* (IRGS) de Lang & Baker (2001), ou dos *Reduced Intrusion-Related Gold Systems* (RIRGS) de Hart (2007), apesar das óbvias diferenças entre os tipos de fluidos formadores desses tipos de depósitos e os observados no depósito do Tocantinzinho. Mais recentemente, Castro (2015), ao estudar os tipos da alteração hidrotermal (metassomatismo potássico, alteração sericítica, silicificação e sulfetização), o estilo da alteração, predominantemente formado por vênulas em *stockwork*, e os tipos dos fluidos (relativamente oxidados) considera o depósito como um pórfiro de ouro.

Entretanto, com a crise internacional no preço das *commodities* minerais iniciada em 2013, que tem se agravado até os dias de hoje, com as incertezas decorrentes da proposta de alteração da legislação mineral brasileira, e com queda mais recente do preço do ouro, houve uma redução significativa dos trabalhos de exploração mineral na região. De fato, a retomada da atividade garimpeira hoje sustenta-se muito mais pela forte desvalorização do Real, do que pelo preço do ouro no mercado internacional.

De fato, a evolução da exploração mineral na Província Mineral do Tapajós não difere muito do amadurecimento já visto em outras províncias minerais do mundo, onde o seu desenvolvimento se inicia com a atividade garimpeira de depósitos secundários, passa à exploração de veios de alto teor e, usualmente adquire maturidade com a descoberta de depósitos maiores de baixo teor, os quais não podem ser aproveitados sem conhecimento científico e tecnológico e sem investimentos intensos. Nesse contexto, o depósito do Tocantinzinho pode vir a ser o primeiro passo para exploração empresarial da província.

Assim, o presente projeto de pesquisa teve o intuito de contribuir para o incremento no conhecimento sobre as rochas e as alterações hidrotermais presentes na Província Mineral do Tapajós, fornecendo dados para auxiliar na exploração mineral e na identificação de novos depósitos minerais, notadamente os magmáticos–hidrotermais.

5 FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 Província Mineral do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós localiza-se no limite entre a Província Geocronológica Venturini–Tapajós (Tassinari e Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima, segundo Santos *et al.* (2000) e a Província Amazônia Central (Tassinari e Macambira, 1999) (**Fig. 5.1**). Vasquez e Rosa-Costa (2008), adotaram a proposta da subdivisão de Santos *et al.* (2000), mas alteraram os limites das referidas províncias (**Fig. 5.2**). Nesses modelos, a porção central e leste da Província Mineral do Tapajós se situa na Província Amazônia

Central, de idade arqueana, invadida por granitos paleoproterozoicos e recoberta por vulcânicas do evento magmático Uatumã, além de unidades sedimentares posteriores (Tassinari e Macambira, 1999). A parte oeste, que se insere na Província Venturini–Tapajós ou Tapajós–Parima, seria formada por rochas plutônicas com gênese atribuída à colagem de diversos arcos magmáticos insulares (Tassinari e Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000), rochas meta-vulcanossedimentares de baixo grau metamórfico, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas não metamorfisadas, rochas máficas intrusivas de diferentes idades e coberturas sedimentares (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Alguns trabalhos da Província Mineral do Tapajós, como os de Santos *et al.* (2000, 2001, 2004), sugerem uma evolução tectônica associada a orogenias oceano–continente, com subducção de sudoeste para nordeste, que resultaram na formação de diversos arcos magmáticos, os mais antigos deles insulares, posteriormente amalgamados ao continente arqueano. Os arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Parauari, este último incluindo vulcânicas félsicas cálcio-alcálicas e intermediárias dos grupos Vila Riozinho e Iriri, teriam sido parcialmente recobertos pelo vulcanismo anorogênico do tipo A da Formação Moraes de Almeida, ou Uatumã *strictu senso*, e invadido pelas intrusões graníticas da Suíte Maloquinha.

Entretanto, trabalhos mais recentes, apontam com base em dados geológicos e geofísicos, que os arcos magmáticos são continentais e superpostos. Esses arcos teriam sido formados, principalmente durante dois eventos magmáticos, e resultaram na formação de dois arcos magmáticos denominados Arcos Tapajônicos (Juliani *et al.*, 2013, 2014b).

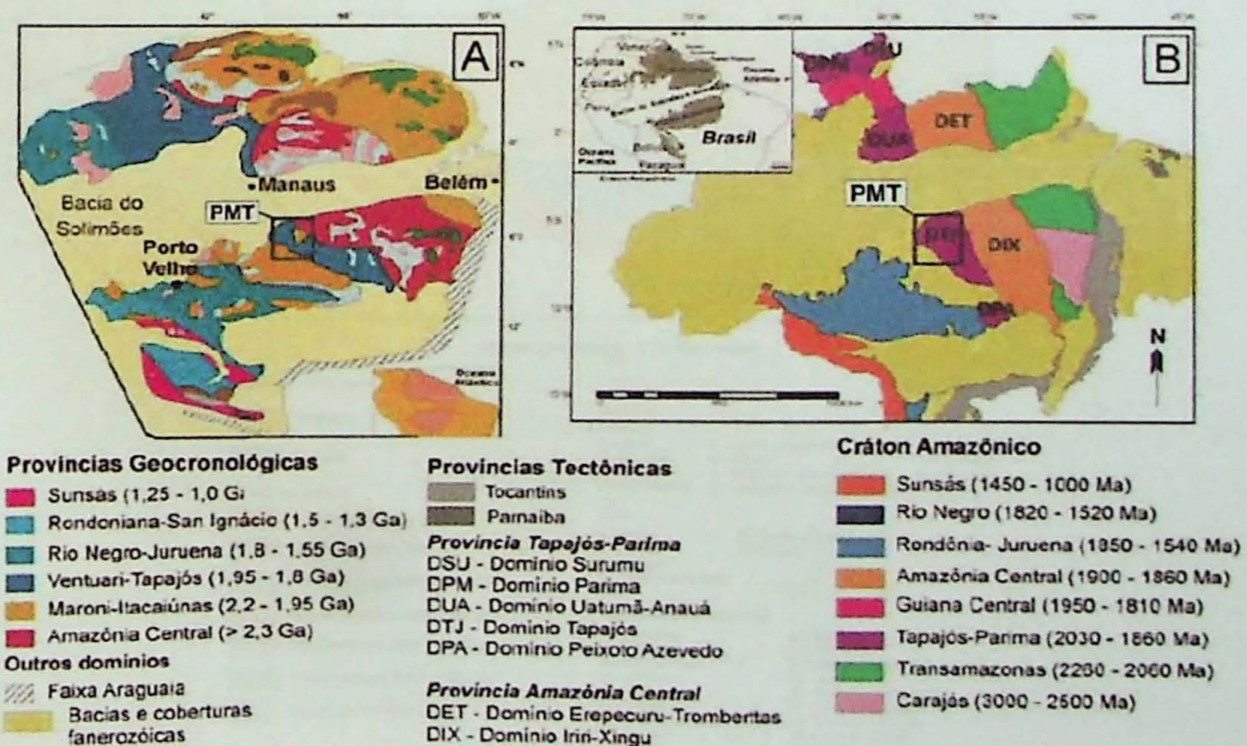


Figura 1 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari e Macambira (1999) e (B) Santos *et al.* (2000), com a localização da Província Mineral do Tapajós (PMT).

A unidade que representaria os depósitos orogênicos de *forearc*, correspondem ao Grupo Jacareacanga (ca. 2,1 Ga). Este é constituído por uma sequência vulcanossedimentar metamorfisada de em baixo grau (Santos *et al.*, 2000), a qual teria rochas intrusivas do Complexo Cuiú-Cuiú (ca. 2.005 Ma) formadas em um arco magmático. Compõem essa unidade corpos de granodiorito, tonalito, migmatito, gnaiss e anfibolitos (Almeida *et al.*, 1998).

Após a formação dessas unidades, diversos eventos ígneos ocorreram na província, resultando na formação das rochas agrupadas na (i) Suíte Intrusiva Creporizão, constituída por corpos de tonalito, granodiorito e granito; na (ii) Suíte Intrusiva Parauari, formada predominantemente por diversas unidades de granodiorito e monzogranito; e na (iii) Suíte Intrusiva Ingarana (ca. 1,89 Ga), que corresponde a corpos de gabro e de diabásio cálcio-alcalinos de médio a alto potássio (Almeida *et al.*, 2000; Bahia e Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein e Vasquez, 2000). As duas primeiras unidades são consideradas como originadas em arcos magmáticos e a terceira é composta por rochas máficas, predominantemente gabróicas (Quadros *et al.*, 1999). Santos *et al.* (2001), obtiveram idades U–Pb em zircões variando de 1.974 ±6 a 1.957 ±6 Ma para rochas da Suíte Intrusiva Creporizão, ca. 1.880 Ma para a Suíte Intrusiva Parauari, e 1.879 ±3 e 1.873 ±10 Ma para a Suíte Intrusiva Ingarana.

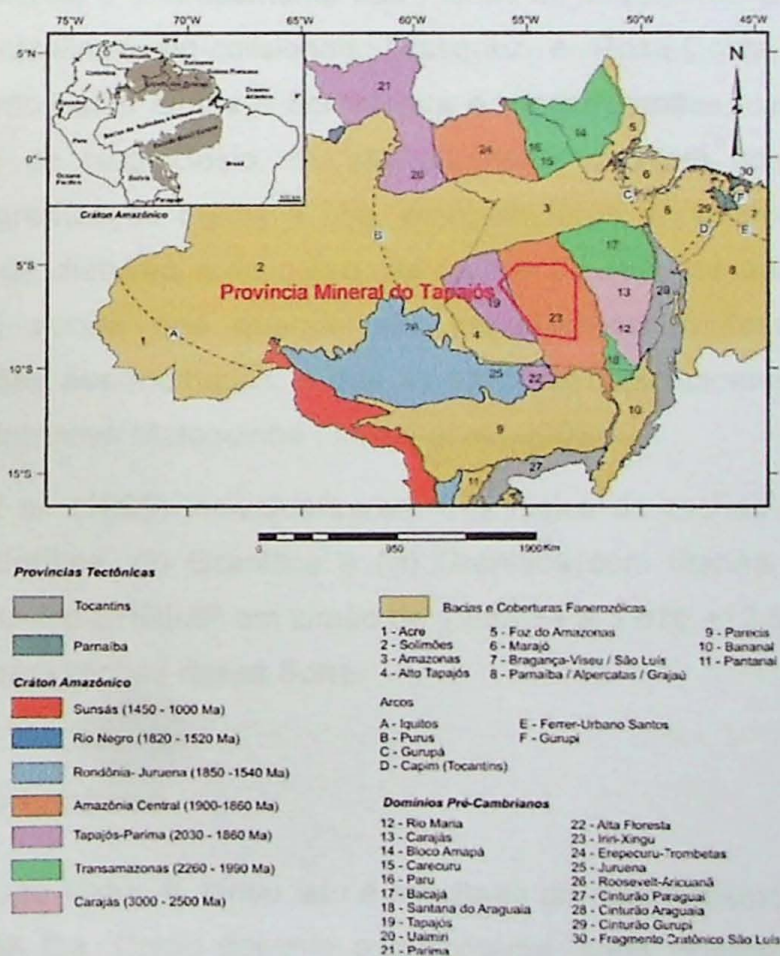


Figura 2 – Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico (Vasquez e Rosa-Costa, 2008), com a localização da Província Mineral do Tapajós.

Andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alcálicos de alto potássio de 2.000 ± 4 a 1.998 ± 3 Ma (Pb–Pb em zircão) foram identificados por Lamarão *et al.* (2002) na Província Mineral do Tapajós. Essas rochas foram nomeadas pelos autores supracitados como Formação Vila Riozinho. Sobre essas unidades foram depositadas as rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares do Supergrupo Uatumã *sensu lato*, composta pelo Grupo Iriri (ca. 1,88 Ga; Santos *et al.*, 2000) e granitos alcalinos do tipo A da Suíte Intrusiva Maloquinha (ca. 1,88 Ga; Almeida *et al.*, 1977) (Brito *et al.*, 1999). Dentre essas rochas supracrustais, Lamarão *et al.* (2002) distinguiram ignimbritos e riolitos alcalinos do tipo A de ca. 1,89 a 1,87 Ga, aos quais atribuíram a denominação de Formação Moraes de Almeida.

Completa a sequência estratigráfica os granitóides pós-Maloquinha e as sequências sedimentares subsequentes, como a Formação Novo Progresso.

As principais características das unidades geológicas maiores da Província Mineral do Tapajós na área de estudo são descritas a seguir:

5.1.1 Suíte Intrusiva Parauari

A Suíte Intrusiva Parauari (Santos *et al.*, 2000) representa, juntamente com as suítes Creporizão e Ingarana, o embasamento das rochas do Grupo Iriri. É composta por rochas graníticas cálcio-alcálicas sin-colisionais (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Predominam granodioritos foliados com biotita e hornblenda e monzogranitos, cinza-claros, porfíricos, com megacristais de plagioclásio. Subordinadamente ocorrem corpos de tonalito e de microtonalito de granulação média a fina, equigranulares a porfíricos, comumente com diques de aplito, de diabásio e de gabro. As rochas da suíte se encontram muitas vezes hidrotermalizadas, sendo que quando são afetadas por metassomatismo potássico, adquirem colorações avermelhadas, o que as torna macroscopicamente semelhantes aos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Juliani *et al.*, 2005).

Almeida *et al.* (1998) individualizaram três fácies de rochas nessa unidade, quais sejam: (i) Granodiorítica, (ii) Granítica e (iii) Granítica com titanita. Santos *et al.* (2001) obtiveram idades U–Pb SHRIMP em zircão de 1.883 ± 4 a 1.870 ± 12 Ma e Pb–Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma para rochas dessa Suíte.

5.1.2 Supergrupo Uatumã

O Supergrupo Uatumã *sensu lato* é resultado de magmatismo intermediário a ácido de ca. 2,00 a 1,88 Ga. Como descrito originalmente, seria constituído por uma unidade vulcano–plutônica que engloba suítes intrusivas e extrusivas cálcio-alcálicas orogênicas e

tardi- a pós-orogênicas, incluindo rochas intrusivas e vulcânicas do tipo A (Almeida *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2005; Juliani *et al.*, 2014b). A unidade foi individualizada por Rambrag e Santos (1974) que, assim como diversos trabalho subsequente, a caracterizaram como gerada em um grande evento vulcano–plutônico anorogênico que afetou o Cráton Amazônico. Entretanto, em diversas localidades, estão sendo identificadas rochas vulcânicas cálcio-alcálicas, incluindo andesitos, dacitos, riódacitos e riólitos, de idades de ca. 1,88 Ga e de 1,97 a 1,97 Ga (Tokashiki *et al.*, 2014), típicas de geração em arcos vulcânicos continentais (Juliani *et al.*, 2014b), indicando que as rochas englobadas nesse Supergrupo não são apenas anorogênicas do tipo A.

Adicionalmente, a datação e a geoquímica de diversos corpos vulcânicos têm indicado que a duração do vulcanismo cálcio-alcálico *sensu lato* Uatumã estende-se por mais de 100 Ma (ca. 2.000 a 1.880 Ma), corroborando os dados que indicam que sua formação associa-se a eventos orogênicos em margem continental ativa, ou seja, grande parte dessas rochas são representantes dos arcos magmáticos denominados Arcos Tapajônicos (Echeverri-Misas, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013; Juliani *et al.*, 2014b; Tokashiki *et al.*, 2014; Tokashiki, 2015; Echeverri-Misas, 2015; Juliani *et al.*, 2015, Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a).

5.1.2.1 Grupo Iriri

As vulcânicas predominantemente félsicas paleoproterozoicas da parte sul do Cráton Amazônico foram denominadas como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972) e redefinidas como Grupo Iriri por Pessoa *et al.* (1977). Essas rochas foram consideradas como análogas às do Grupo Iricoumé, definido a norte da bacia fanerozoica do Amazonas, das quais foram distinguidas pela quase ausência de derrames de andesito na base, apesar dos trabalhos mais recentes estarem indicando que os andesitos e dacitos são também abundantes a sul da bacia do Amazonas.

O grupo é formado por riólitos e depósitos de ignimbritos e vulcanoclásticos diversos, que constituem as formações Salustiano e Aruri (Vasquez *et al.*, 1999; Juliani *et al.*, 2005). As rochas intermediárias da Formação Bom Jardim, originalmente consideradas como parte de Grupo, foram excluídas da unidade por Klein e Vasquez (2000) e Bahia e Quadros (2000) voltaram a serem incluídas nessa unidade por Juliani *et al.* (2005), ao considerarem a ausência de datações dessa unidade e a gênese do vulcanismo Uatumã como associada a caldeiras vulcânicas.

As principais características dessas formações são:

Formação Bom Jardim

A Formação Bom Jardim se posiciona na base do grupo e é composta por rochas

vulcânicas intermediárias e félsicas. É constituída predominantemente por derrames de andesitos e dacitos comumente porfíricos, com rochas vulcanoclásticas associadas, com características geoquímicas cálcio-alcálicas a shoshoníticas. Subordinadamente ocorrem derrames de riolito, de basaltos amigdaloidais e de traquitos, além de tufos diversos (Juliani *et al.*, 2005).

A gênese das rochas da Formação Bom Jardim são relacionadas à formação de caldeiras vulcânicas, onde representam as unidades do estágio pré-caldeira e de estratovulcões.

Formação Salustiano

É formada por corpos de riolito, riodacito e dacito porfíricos, ignimbritos e tufos de cinzas (Andrade *et al.*, 1978), interpretados como geneticamente relacionados ao estágio sin-caldeira da sequência vulcânica (Juliani *et al.*, 2005). Suas rochas foram, geralmente, afetadas por alteração hidrotermais de diversos estilos, tipos e intensidades. Datações Pb–Pb em zircão mostraram idade de 1.890 ± 2 e 1.888 ± 2 Ma.

Formação Aruri

A Formação Aruri é formada, em essência, por tufos félsicos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcanoclásticos epiclásticos que ocorrem superpostos e intercalados nas rochas da Formação Salustiano (Pessoa *et al.*, 1977). Foram definidas por Juliani *et al.* (2005) como representantes do estágio pós-caldeira do vulcanismo que formou vulcões anelares e domos, apesar de rochas desses tipos também ocorrem intercaladas nas rochas da Formação Salustiano (predominantemente formadas no estágio sin-caldeira). Datações Pb–Pb em zircão de ignimbritos mostraram idade de 1.877 ± 4 Ma.

As vulcânicas intermediárias e félsicas cálcio-alcálicas do Grupo Iriri são correlacionadas ao arco magmático Parauari, ao final do qual se seguiu o vulcanismo anorogênico da Formação Moraes de Almeida e as intrusões graníticas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Essas rochas foram afetadas por diversos tipos de alterações hidrotermais, com as quais se associam mineralizações magmáticas–hidrotermais epitermais *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* em vulcânicas e pórfiros de Au, Cu + Mo, e de metais de base (Juliani *et al.*, 2005; 2014a; 2015; Tokashiki *et al.*, 2015; Tokashiki, 2015; Echeverri-Misas, 2015; Cassini *et al.*, 2015; Gómez-Gutiérrez, 2015; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a; 2015b).

Recentemente Juliani *et al.* (2014b) atribuiu a formação de tais rochas ao evento magmático cálcio-alcálico que precedeu, ao magmatismo de ca. 1,88 Ga.

5.1.2.2 Formação Moraes de Almeida

Inicialmente essa formação foi correlacionada ao Grupo Iriri (*Uatumã strictu senso*). Apesar da afinidade geoquímica de suas rochas com os granitos anorogênicos do tipo A da Suíte Intrusiva Maloquinha, bem como as idades semelhantes, Lamarão *et al.*, (2002) as consideraram como uma unidade vulcânica distinta. É constituída por riolitos e ignimbritos com grande quantidade de fragmentos líticos e de cristais, que apresentam idades de cristalização entre 1.890 a 1.870 Ma, além de dacitos com hornblenda com idade de 1.893 ±3 Ma.

A correlação espacial com corpos graníticos e o grande volume de piroclásticas, sugere que a deposição da formação está associada a caldeiras vulcânicas (Lamarão *et al.*, 2002).

5.1.2.3 Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.*, 1977) é composta predominantemente por corpos de álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito hololeucocráticos, de cor rosa a rosa-avermelhado. A unidade pode ser dividida em três fácies: (i) Biotita granito, (ii) Hornblenda granito e (iii) Riebeckita granito, sendo as duas primeiras mais abundantes (Brito *et al.*, 1999). Quimicamente são rochas peraluminosas subalcalinas e alcalinas do tipo A, comumente com textura rapakivi (Brito *et al.*, 1997).

Santos *et al.* (2000) obtiveram idades pelo método U–Pb SHRIMP em zircões dos granitos granofíricos de cor rosa de ca. 1.870 Ma.

Com relação a origem do evento que formou essas rochas, Lamarão *et al.* (2002) o definiu como originado por subducção ou evolução tectônica intracontinental e fusão parcial derivada por anatexia de crosta antiga. Já Juliani *et al.* (2005) considera que essas rochas foram formadas em ambiente intraplaca e posteriores ao conjunto tardi- a pós-colisional do evento magmático cálcio-alcálico Parauari, que corresponde ao vulcanismo orogênico.

5.1.3 Formação Novo Progresso

A Formação Novo Progresso é uma unidade sedimentar descrita por Vasquez (2000), originalmente incluída na Formação Aruri. A unidade é formada por conglomerados polimítico, com seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e, subordinadamente, com seixos arredondados de granitos, e com matriz arcoseana, de idade mínima de ca.1.801 Ma. Sobre essas rochas são encontrados arenitos líticos e arcoseanos de granulação fina, cinza-claros, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos de cor rosa (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Segundo a Base de Dados da CPRM (Vasquez e Rosa-Costa, 2008), na área desta pesquisa aflorariam predominantemente granodioritos e monzogranitos cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Parauari, que corresponderiam ao estágio sin-colisional do sistema orogênico. Também estariam presentes vulcânicas das formações Aruri e Salustiano do Grupo Iriri, unidades essas que, segundo Juliani *et al.* (2005), teriam se originado no estágio sin-caldeira na área da mineralização epitermal *high-sulfidation*. Intrusivo nessas, ocorrem corpos de álcali-feldspato granito, de sienogranito e de monzogranitos hololeucocráticos, peraluminosos, subalcalinos a alcalinos, da Suíte Intrusiva Maloquinha. Rochas sedimentares pós-Maloquinha da Formação Novo Progresso, cuja a principal fonte de sedimento seriam as vulcânicas do Grupo Iriri, completam as unidades geológicas presentes na área de estudo (Fig. 5.3).

5.2 Alterações Hidrotermais

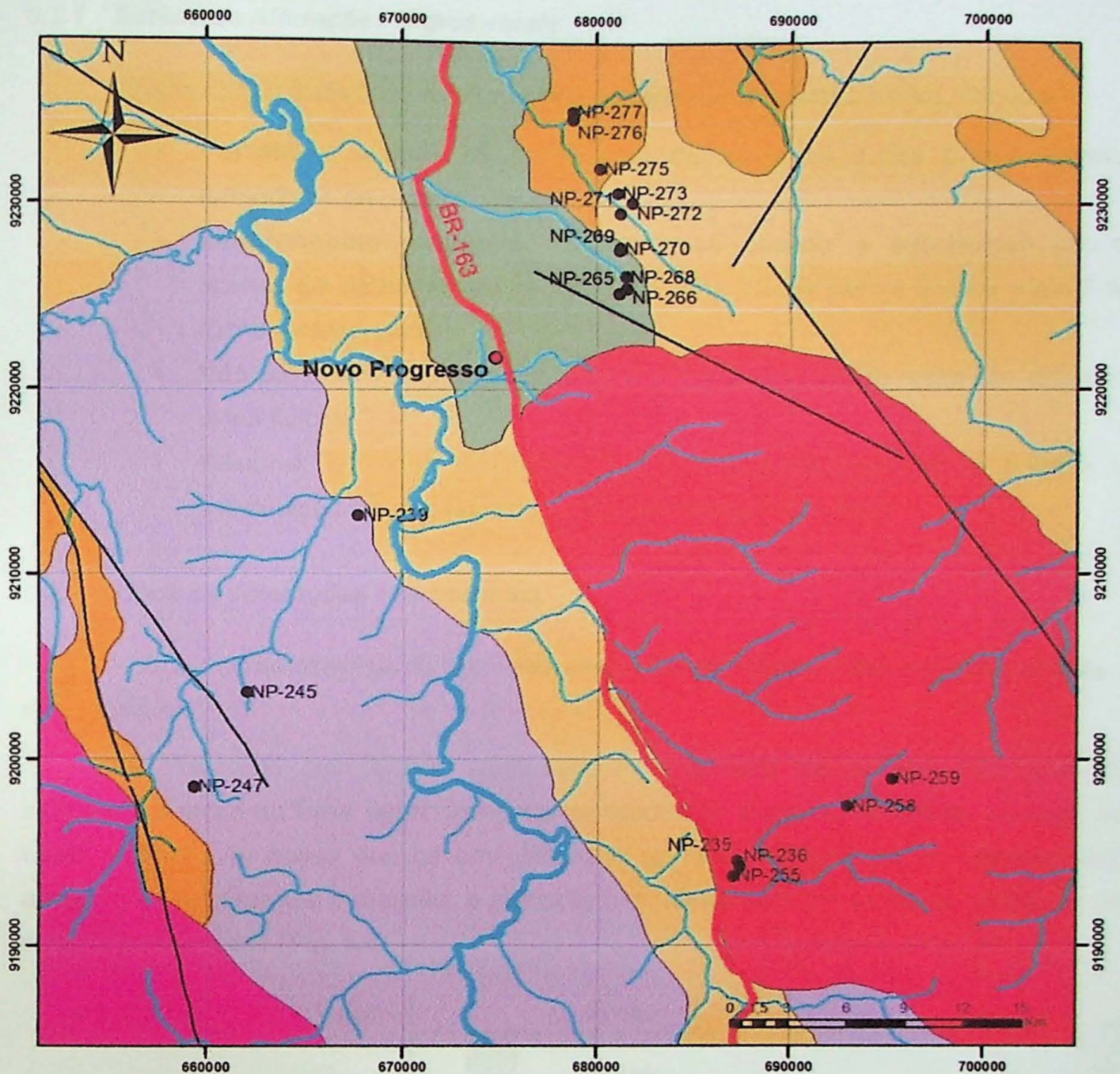
Alterações hidrotermais podem ser descritas como processos complexos de alteração nas rochas, sejam essas alterações mineralógicas, químicas ou texturais, resultante da interação de fluido e rocha. Para que essa interação ocorra os fluidos devem ser aquosos e devem possuir temperaturas elevadas (entre 50 e 500 °C), além de apresentam condições físico-químicas específicas.

As soluções hidrotermais reagem com as fases minerais que compõe a rochas, resultando em uma troca química, que forma novos minerais em equilíbrio com as condições físico-químicas estabelecidas pelo novo sistema. Estas transformações podem ser classificadas em função do metassomatismo e das reações de bases que ocorrem e dependem da atividade de álcalis e de hidrogênio presentes no sistema (Pirajno, 1992).

Segundo Pirajno (2009) os principais fatores que controlam as alterações hidrotermais são:

1. Natureza das rochas encaixantes;
2. Composição dos fluidos;
3. Concentração, atividade e potencial químico dos componentes do fluido (como H⁺, CO₂, O₂, K⁺, H₂S e SO₂).

Nos sistemas epitermais as alterações hidrotermais não dependem da composição das rochas, e sim da permeabilidade, temperatura e composição do fluido hidrotermal. Já nos sistemas do tipo pórfiro, a composição das rochas encaixantes influencia muito no processo de alteração, pois a ação dos fluidos hidrotermais pode ocorrer por infiltração e/ou difusão das espécies químicas (Henley e Ellis, 1983).



Legenda

- | | | | | | |
|---|------------------------------------|--|-----------------|---|--------------|
| — | Falhas ou Fraturas Indiferenciadas | — | Estrada | ● | Cidade |
| | | — | Rios e Igarapés | ● | Afloramentos |
| ■ | Formação Novo Progresso: | Conglomerados polimífticos, com seixos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, com idade mínima de 1.801 Ma. | | | |
| ■ | Suíte Intrusiva Maloquinha: | Granitos alaskíticos, biotita granito e granodiorito, granito sódico e riolito, e com idades entre 1.882 – 1.864 Ma. | | | |
| ■ | Formação Aruri: | Tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos e com idade de 1.877 a 1.873 Ma. | | | |
| ■ | Grupo Iriri | | | | |
| ■ | Formação Salustiano: | Riolitos, riolacitos, dacitos porfíricos, latitos, ignimbritos e tufos com idade de 1.870 ±0,009 Ma. | | | |
| ■ | Suíte Intrusiva Parauari: | Dioritos a álcali-feldspato granito com idades entre 1.891 – 1.879 Ma. | | | |
| ■ | Suíte Intrusiva Creporizão: | Sieno- e monzogranitos milonitizados, com granodioritos e tonalitos subordinados e idades entre 1.997 – 1.957 Ma. | | | |

Figura 5.3 – Mapa geológico da área de estudo com a localização dos pontos, segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008).

5.2.1 Estilos de Alterações Hidrotermais

Pirajno (2009) classificou as alterações hidrotermais em quatro estilos, sendo eles:

- **Pervasivo:** quando há substituição de todos os quase todos minerais formadores da rocha;
- **Seletivamente pervasivo:** caracteriza-se quando a substituição ocorre apenas em determinados minerais da rocha. Nesse caso a textura original da rocha é preservada;
- **Não pervasivo:** significa que apenas algumas porções da rocha são afetadas pelos fluidos;
- **Fissural:** é a que resulta em veios e no preenchimento de fraturas e substituição em apenas alguns centímetros ao redor delas.

5.2.2 Tipos de Alterações Hidrotermais

A seguir serão descritas as principais alterações hidrotermais que se relacionam com essa pesquisa.

As alterações hidrotermais compreendem uma série de reações com íons de hidrogênio e troca de base dependente das atividades de álcalis e hidrogênio, ou seja, da razão aK^+/aH^+ . Ao passo que há um acréscimo na razão aK^+/aH^+ em um sistema com aumento da temperatura e pressão, a alteração hidrotermal também se altera, passando de alcalina para argílica (Fig. 5.4).

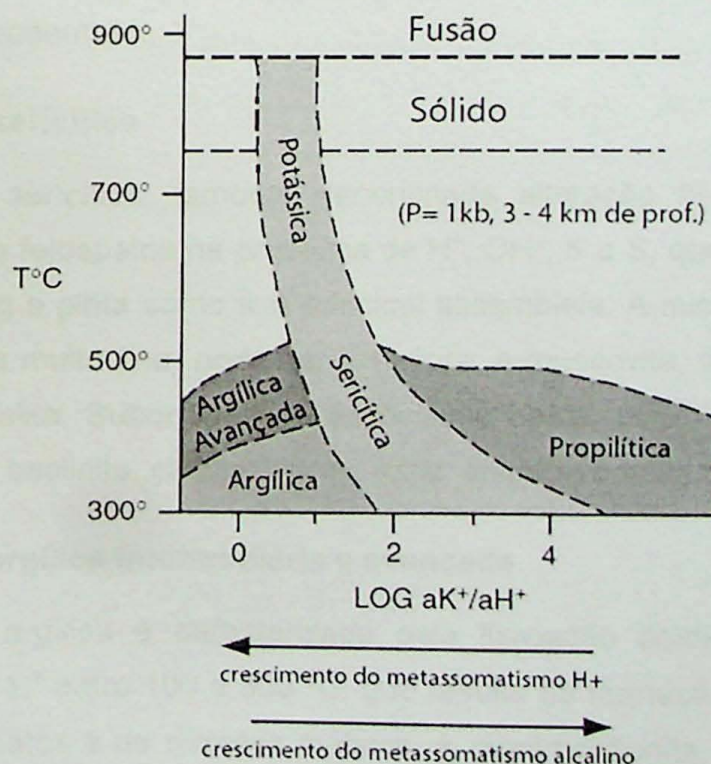


Figura 5.4 – Sequência de alteração hidrotermal em função da temperatura x atividade de álcalis e potássio, segundo Pirajno (2009).

5.2.2.1 Metassomatismo potássico

O metassomatismo potássico é uma das principais alterações associadas ao processo magmático–hidrotermal do tipo pórfiro e epitermais. Os principais minerais formados durante esse processo são o feldspato potássico, geralmente o microclínio, e a biotita, por vezes acompanhados por sulfetos e algum quartzo.

Dentre as principais associações minerais, destacam-se: feldspato potássico + biotita + quartzo, feldspato potássico + clorita e feldspato potássico + biotita + magnetita, que podem estar acompanhados de diversas quantidades de albita, sericita, anidrita, apatita e rutilo (Pirajno, 2009). Nesse contexto, os minerais de baixa temperatura presentes nas associações minerais são formados nos estágios tardios, devido a resfriamento dos fluidos, não estando, portanto, em paragênese com o feldspato potássico.

5.2.2.2 Alteração propilítica

Pirajno (2009) caracteriza a alteração propilítica como o metassomatismo de H^+ , que adiciona H_2O e CO_2 às rochas hidrotermalizadas. Durante a alteração propilítica os principais minerais formados são epídoto/clinozoisita, clorita, carbonatos, albita e pirita, podendo ocorrer ainda sericita, óxidos de ferro, montmorillonita e zeólitas. A alteração tende a ser pervasiva nas zonas mais internas dos depósitos hidrotermais ou quando mais próximas às fontes de água e calor. Nessas rochas hidrotermalizadas as zeólitas, cujos campos de estabilidade são claramente dependentes da temperatura e da pressão, podem ser importantes indicadoras da temperatura do sistema em profundidade, possibilitando a definição da fonte de calor e das zonas de *boiling*, o que também indica a proximidade dos depósitos minerais epitermais.

5.2.2.3 Alteração sericitica

A alteração sericitica, também denominada alteração filica, se caracteriza pela desestabilização dos feldspatos na presença de H^+ , OH^- , K e S, que resulta na formação de mica branca, quartzo e pirita como sua principal assembleia. A mica branca, quase sempre de granulação fina a muito fina, pode ser a sericita, a muscovita, a paragonita, a fengita, a fuchsite ou a roscoelita. Subordinada a associação típica, pode estar presente feldspato potássico (adulária), caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita, apatita e illita (Pirajno, 2009).

5.2.2.4 Alteração argílica intermediária e avançada

A alteração argílica é caracterizada pela lixiviação ácida causada pelo intenso metassomatismo de H^+ entre 100 e 300 °C, que resulta na formação de argilo-minerais pela substituição de feldspatos e de silicatos máficos. A montmorillonita, illita, clorita e as argilas (caolinita, dickita, halloisita e allofana) são os principais minerais formados pela alteração argílica intermediária.

A alteração argílica avançada é caracterizada por pirofilita, dickita, caolinita, barita, alunita e diásporo, que se formam devido à lixiviação completa dos cátions alcalinos (Pirajno, 2009).

5.2.2.5 Silicificação

Segundo Pirajno (2009), a silicificação caracteriza-se pela precipitação e redistribuição de sílica durante a atividade hidrotermal. Nos sistemas epitermais, onde é mais comum, a sílica é gerada pela alteração de aluminossilicatos, quartzo e vidro vulcânico em ambientes com temperatura entre 50 e 300 °C. A deposição da sílica tende a ocorrer a partir de 140 °C, quando começa a precipitar sílica amorfa. Porém, essa sílica amorfa é instável e acaba se cristalizando como calcedônia ou quartzo fino.

5.2.2.6 Hematitização

O processo de hematitização se caracteriza pela introdução de hematita (com magnetita ou limonita eventualmente associadas), ou pela cristalização de hematita a partir da substituição de minerais pré-existentes, tendo geralmente associada clorita e anfibólio rico em ferro. Esse processo pode ocorrer em diversos tipos de sistemas hidrotermais, dentre eles os epitermais, onde o ferro pode se precipitar apenas como óxido, preenchendo fraturas e descontinuidades em geral, tal como a laminação de rochas vulcânicas, segundo Pirajno (2009).

5.2.2.7 Outros tipos de alteração hidrotermal

Pirajno (2009) descreve ainda alguns tipos de alteração hidrotermal que não estão associados ao metassomatismo alcalino ou do H⁺, podendo ocorrer restritos e relacionados a condições específicas do ambiente, como turmanilização, alteração talco-carbonática, serpentinização, fenitização, dolomitização e carbonatização. Dentre esses tipos, apenas carbonatização em intensidade fraca tem sido verificada nas rochas em estudo.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para desenvolvimento dessas pesquisas foram desenvolvidas as seguintes atividades, estudos e análises:

6.1 Levantamento Bibliográfico

A revisão bibliográfica foi realizada com o auxílio do acervo da biblioteca do IGC-USP e do sistema de base de dados, fornecido pelo Sistema Integrado de Bibliotecas (SIBI-USP), por meio do SIBINET (Biblioteca Virtual) incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE, *Web of Science*, *Sciencedirect* e Portal CAPES.

Foram consultadas referências bibliográficas diversas, incluindo artigos e teses sobre temas geológicos locais e regionais, com foco nos que abordam os temas relacionados aos processos hidrotermais e metalogenéticos, associados as mineralizações semelhantes as encontradas no Brasil e no mundo.

6.2 Levantamento de Campo e Amostragem

A amostragem do material utilizado foi feita pelo orientador durante etapas de campo realizadas anteriormente ao início desse estudo e constituíram um acervo grande o suficiente para a abranger todos os estudos inicialmente propostos.

Dentre as amostras coletadas pelo orientador, foram selecionadas 30 de um total de 19 afloramentos. As amostras de rocha foram escolhidas de forma a abranger a maior representatividade dentre as rochas e as unidades aflorantes na região, sendo todas amostras afetadas por algum tipo de alteração hidrotermal.

6.3 Petrografia

Foram confeccionadas lâminas delgadas de 24 amostras selecionadas para descrições detalhadas da mineralogia e para análise textural, sendo descritas também mais 6 lâminas petrográficas do acervo do grupo de pesquisa (Gómez-Gutiérrez, 2015).

As lâminas foram preparadas pelos técnicos responsáveis no Laboratório de Laminação do IGc-USP com lamínulas, para descrição em microscópio de luz transmitida. Outras 8 sessões polidas foram confeccionadas para descrição da mineralogia em luz refletida e para análise de química mineral.

A petrografia das 30 rochas selecionadas, visa reconhecer as fases minerais, assim como as relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos, estruturas e a relação de equilíbrio químico entre elas. Também é de suma importância a caracterização das paragêneses magmáticas e hidrotermais e o estado de equilíbrio (se alteradas ou não). Esses estudos foram acompanhados pela consulta de livros textos, como o de Meyer e Henley (1967), Trögger (1979), Mackenzie *et al.* (1982), Fisher & Schmincke (1984) e McPhie *et al.* (1993), dentre outros.

6.4 Geoquímica

Após os estudos petrográficos foram selecionadas 6 amostras para os estudos geoquímicos. Sendo selecionadas preferencialmente amostras de rochas não hidrotermalizadas, visando a caracterização dos tipos dos magmas que geraram as rochas vulcânicas e seu ambiente tectônico de formação. Também foi analisada uma amostra com alteração hidrotermal forte, afim de caracterizar a alteração geoquímica sofrida pela rocha depois de afetada intensamente pelas alterações.

A preparação foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA), incluindo britagem, quarteamento, pulverização em panela de tungstênio até pelo menos 90% passante em 200 mesh.

As análises foram feitas no laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda* por fluorescência de raios X em pastilhas fundidas com tetraborato e metaborato de lítio para análises dos elementos maiores, e por ICP-MS, FUS-ICP (*Fusion Inductively Coupled Plasma*) e FUS-MS (*Fusion Mass Spectrometry*) para a quantificação dos elementos menores e traços. Os limites de detecção e as precisiões podem ser encontradas no catálogo da ACME.

O tratamento dos dados realizado com o auxílio do *software* GCDkit 3.0 (Janoušek *et al.*, 2006) e foram compiladas para esses estudos análises já feitas pelo grupo de pesquisa do orientador na região.

6.5 Difração de Raios X

Análises por difração de raios X foram feitas para auxiliar na identificação petrográfica de minerais muito finos e argilo-minerais, comuns em rochas hidrotermalizadas.

Foi utilizado o Laboratório de Difração de Raios X (LDRX) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC-USP, que conta com um difratômetro SIEMENS, modelo D5000. Para a análise foi utilizado ânodo de $\text{CuK}\alpha$ à tensão de 40 kv e corrente de 40 μA . Os intervalos de 2θ medidos, variam de 3–65 2θ , com passo de 0,5 $2\theta/\text{s}/\text{passo}$. A interpretação dos dados foi feita com o auxílio do *software* *Diffrafac Plus*, associado ao banco de dados *Powder Diffraction Files*, set 1–45, de 1995.

6.6 Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura

Amostras com minerais de alteração hidrotermais foram utilizadas para análises semi-quantitativas por microscopia eletrônica de varredura. A análise química por MEV visou a identificação de minerais finos predominante hidrotermais que não puderam ser caracterizados óticamente.

As análises foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da USP, equipado com microscópio eletrônico de varredura da marca LEO, modelo 440i, com um espectrômetro de energia dispersiva de raios X (EDS) da marca Oxford acoplado. A metalização das seções polidas foi feita com carbono.

No MEV a energia do feixe de elétrons é ajustável a 300 V a 30 kV e a corrente do feixe entre 1 pico-Ampère (pA) a 1 micro-Ampère (μA). Para as análises o Microscópio Eletrônico de Varredura foi ajustado com energia do feixe de 20 kV e corrente de 4000 pA, com objetivo de alcançar contagens suficientes nas análises EDS.

6.7 Química Mineral por Microsonda Eletrônica

As análises químicas de minerais magmáticos e hidrotermais por microsonda eletrônica foram feitas em amostras selecionadas após a petrografia. Essas análises visaram a obtenção da composição química das diferentes fases minerais, o que proporciona a classificação e interpretação qualitativa das condições de formação das rochas.

As análises foram feitas em microsonda JEOL JXA-8530F, através de análises WDS que identificam o espectro elementar do B ao U, com variação de raio X de 0,087 a 9,3 nm, voltagem 1 a 30 kV, corrente 10^{-12} a 5×10^{-7} A e com padrões específicos para a análise de cada mineral, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP. Metalização com carbono foi feita para as secções polidas das rochas estudadas

7 RESULTADOS

7.1 Geologia

Foram estudadas macro- e microscopicamente 30 amostras de 19 afloramentos da área de pesquisa para caracterização da mineralogia e das texturas dos principais litotipos de cada unidade geológica definida no mapa apresentado por Vasquez e Rosa-Costa (2008). Além das características ígneas, vulcanoclásticas e sedimentares dos diferentes litotipos, também foram estudadas a mineralogia hidrotermal, seus tipos e suas sequências evolutivas.

Dentre as 30 amostras analisadas petrograficamente foram selecionadas 13 amostras hidrotermalizadas para identificação das argilas presentes por difração de raios X, 6 por microsonda eletrônica (MSE) com análises químicas semi-quantitativas do feldspato potássico, plagioclásio, biotita, clorita, muscovita e anfibólio, 4 por microscopia eletrônica de varredura (MEV) para caracterização das argilas e dos minerais opacos e 13 para análises geoquímicas de elementos maiores e traços.

Nota-se, entretanto, que não há uma boa correlação entre os litotipos descritos nesse trabalho de formatura e o que comporia as unidades do mapa geológico de Vasquez e Rosa-Costa (2008), tanto quanto às características dos granitoides, como à própria litologia, ocorrendo vulcânicas ou rochas sedimentares onde estão mapeados granitos, e vice-versa. Desta forma, serão apresentadas as caracterizações das unidades definidas petrograficamente e suas correlações com as unidades formais de Vasquez e Rosa-Costa (2008), mas sem uma análise comparativa crítica.

Os principais litotipos estudados são:

7.1.1 Granitoides

Segundo o mapa geológico de Vasquez e Rosa-Costa (2008), aflorariam na área (Fig. 5.3) duas unidades geológicas formadas por granitoides. A que aflora na porção sudoeste corresponderia à Suíte Intrusiva Parauari e a da porção sudeste corresponderia à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas como será visto adiante, tanto na petrografia como na geoquímica, essas rochas não apresentam características de rochas graníticas alcalinas, o que seria uma característica dessa suíte.

7.1.1.1 Granito I – Suíte Intrusiva Parauari

Corresponde à unidade aflorante na porção sudoeste do mapa e os afloramentos estudados são os NP-245 e NP-247 (Fig. 7.1A e 7.1B).

Ambas rochas estudadas são monzogranitos de granulação média a média-grossa, inequigranulares a levemente porfíricas, com cristais de quartzo e de plagioclásio chegando a 5 mm. A mineralogia magmática é formada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita como minerais essenciais, e apatita, zircão e minerais opacos como acessórios. O plagioclásio é composicionalmente zonado, com núcleos mais cálcicos e bordas tendendo a albita, característica essa típica de granitos cálcio-alcalinos. Restos de exsolução de albita no feldspato potássico que definem texturas peritíticas parcialmente obliteradas pelo metassomatismo são comuns. Não apresentam texturas granofíricas ou outras evidências de colocação em ambiente crustal raso.



Figura 3 – Unidade Granito I – Suíte Intrusiva Parauari: (A) monzogranito do ponto NP-245 e (B) NP-247, com cor rosa-avermelhado em decorrência do metassomatismo potássico.

No geral, geoquimicamente classificam-se como granitos peraluminosos cálcio-alcalino de alto potássio (Fig. 7.2 e ANEXO I). No diagrama $\#FeO^*$ versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001) esses granitos são classificados como ferrosos (Fig. 7.2a), enquanto que no diagrama de Peccerillo & Taylor (1976), a tendência de fracionamento é a da série de magmas cálcio-alcalinos de alto potássio (Fig. 7.2b). Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001) os granitos seriam derivados de magmas cálcio-alcalinos peraluminosos (Fig. 7.2c e

7.2d), assim como no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 7.2e).

No diagrama de Total Álcalis *versus* SiO₂, de Middlemost (1994) ambas as rochas, são classificadas como granitos, sendo que petrograficamente foram classificadas como monzogranitos (Fig. 7.3). Com relação aos elementos menores e terras raras, o diagrama das ETRs normalizadas pelo condrito de Nakamura (1974), as rochas apresentam fracionamento leve, com anomalia negativa de Eu muito acentuada ($Eu/Eu^* = 0,2809 - 0,4009$). Há também uma leve anomalia positiva de Ce na amostra NP-245 ($Ce/Ce^* = 2,8768$), ou anomalias negativas leves (Fig. 7.4), as quais podem ser resultado das alterações hidrotermais ou do envolvimento de rochas de fundo oceânico na formação dos magmas em zonas de subducção (Hole *et al.*, 1984; Plank e Langmuir, 1998).

As duas amostras apresentam alterações hidrotermais semelhantes, mas em intensidades diferentes, sendo que a NP-245 sofreu intenso metassomatismo potássico, com formação de feldspato potássico e biotita, seguido por forte alteração sericítica (sericita e quartzo) e uma leve cloritização tardia. A amostra NP-247 apresenta metassomatismo potássico fraco, alteração sericítica menos intensa que a da rocha NP-245 e cloritização tardia fraca.

O metassomatismo potássico resultou na substituição parcial plagioclásio e do feldspato potássico ígneos, formando feldspato potássico de aspecto túrbido (Fig. 7.5A), com tingimento avermelhado, comum nos sistemas do tipo pórfiro da Amazônia (Juliani *et al.*, 2015), e biotita de cor verde-acastanhado. Núcleos de plagioclásio ígneos parcialmente preservados pelo metassomatismo são comuns.

A alteração sericítica afetou tanto o plagioclásio, cujas bordas estão pouco alteradas, devido às composições mais albiticas, quanto os feldspatos potássicos ígneos e metassomáticos. Tipicamente a sericita forma cristais finos, mas cristais mais grossos de muscovita não são incomuns (Fig. 7.5B). Pequenos volumes de clinozoisita estão comumente presentes. Em algumas porções da rocha a alteração sericítica, seletivamente pervasiva, passa a fissural, formando pequenas vênulas de sericita + quartzo + biotita (Fig. 7.5C e 7.5D).

A cloritização é produto da substituição da biotita. A biotita restante adquire coloração esverdeada clara e pode haver intercrescimento de sericita e de minerais opacos (Fig. 7.5E e 7.5F).

A composição dos feldspatos determinada por microsonda eletrônica pode ser vista na Figura. 7.6 (ver também ANEXO II). O plagioclásio varia de albita a oligoclásio. As composições mais sódicas correspondem às bordas relativamente mais preservadas pela alteração hidrotermal e às exsoluções na pertita. Os feldspatos potássico ígneos têm composições de ortoclásio, com gradações para composições enriquecidas em sódio no

feldspato potássico produzido pela alteração hidrotermal (Fig. 7.6).

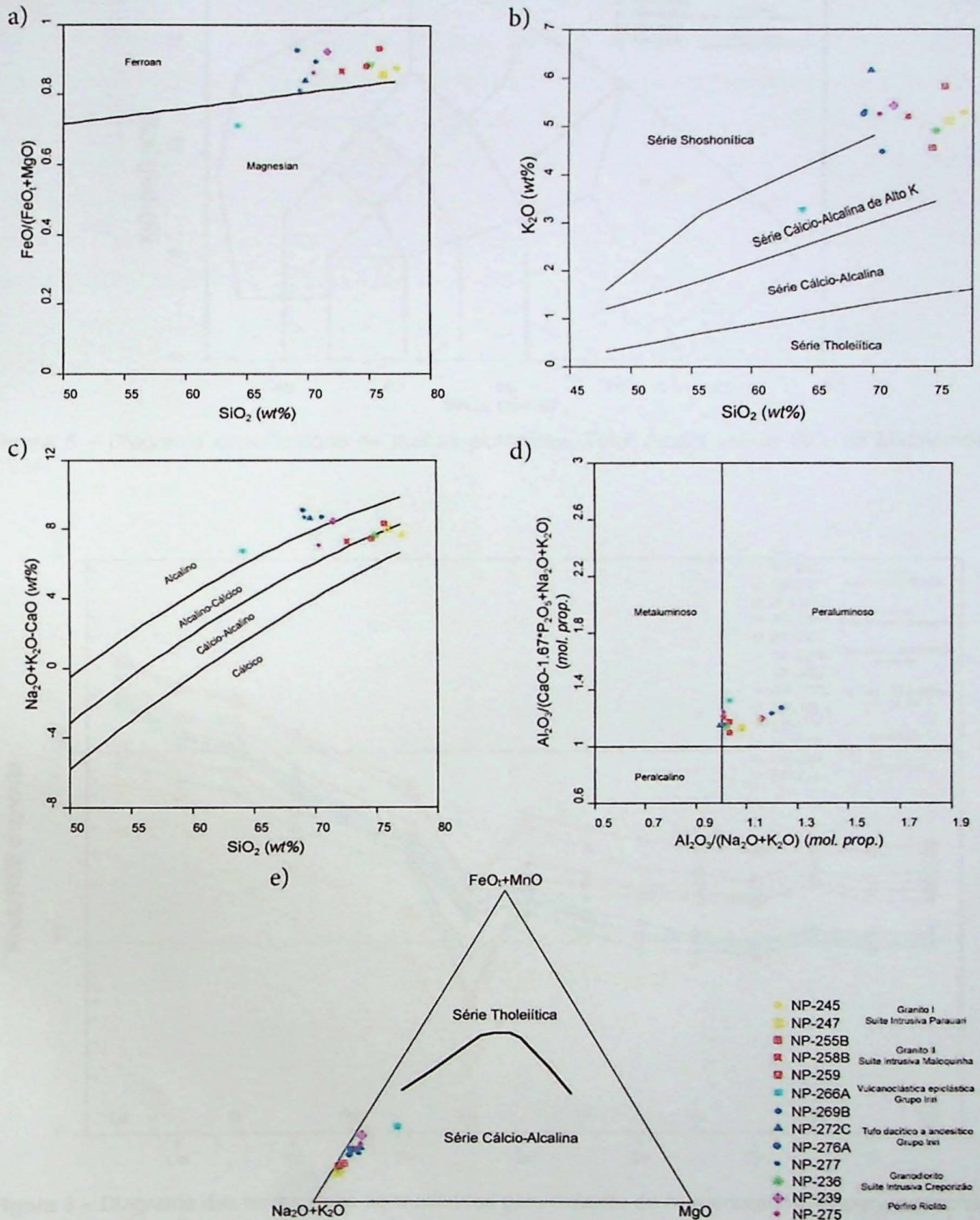


Figura 4 – Diagramas classificatórios para as rochas estudadas. a) Diagrama $\#Fe^*$ versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001); b) Diagrama de SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976); c) Diagrama MALLI versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001); d) Diagrama de índice de saturação em alumina (ASI) versus $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ de Frost *et al.* (2001); e) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

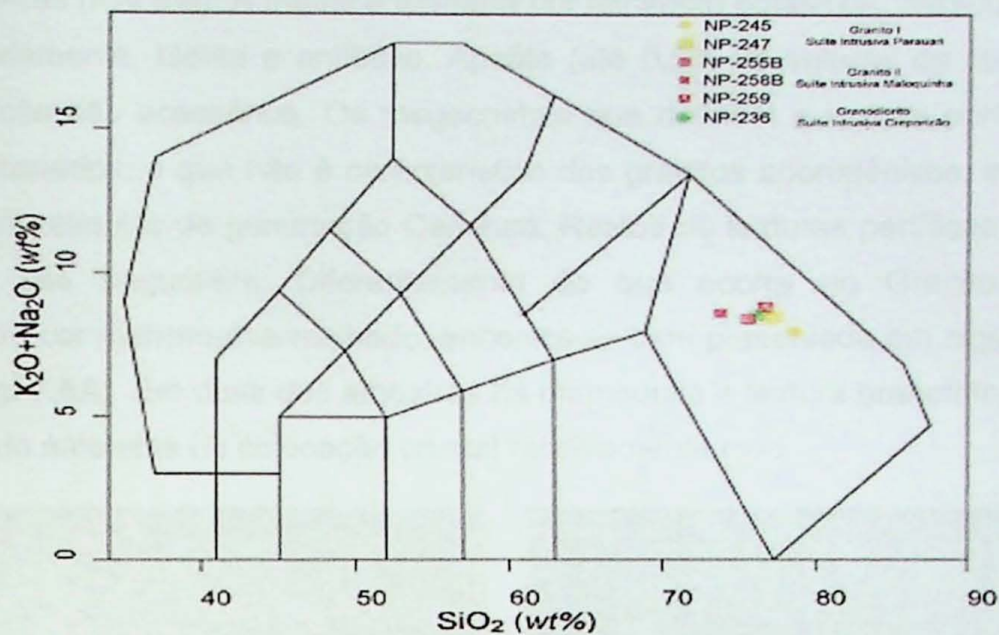


Figura 5 – Diagrama classificatório de rochas plutônicas, Total Alcalis versus SiO₂ de Middlemost (1994).

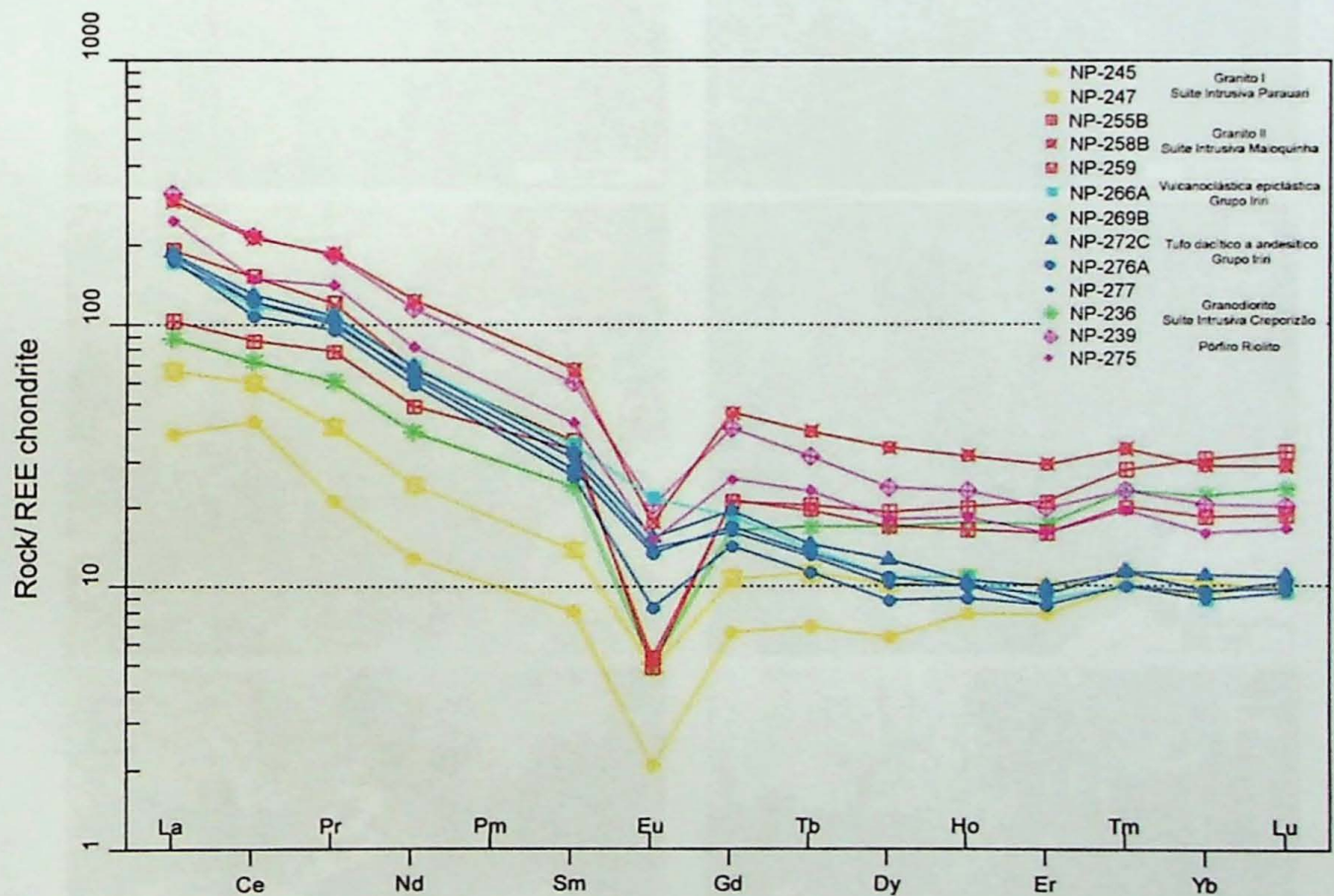


Figura 6 – Diagrama das terras raras normalizadas pelo condrito de Nakamura (1974) para as rochas da região de Novo Progresso.

7.1.1.2 Granito II – Suíte Intrusiva Maloquinha

Essa unidade aflora na porção sudeste do mapa e as amostras descritas são provenientes dos afloramentos NP-255B, NP-258B e NP-259 (Fig. 7.7A a 7.7C). Todas são monzogranitos de cor rosa, de granulação média a grossa, com texturas porfíricas e

hololeucocráticas ($IC \leq 5\%$). A matriz é formada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, biotita e anfibólio. Apatita (até 0,5% do volume da rocha) minerais opacos e zircão são acessórios. Os megacristais que definem a textura porfirítica são de plagioclásio zonados, o que não é característico dos granitos anorogênicos, e de feldspato potássico com relíquias de geminação Carlsbad. Restos de texturas perfiticas parcialmente preservadas são frequentes. Diferentemente do que ocorre no Granito I, a biotita magmática, de cor marrom-avermelhado, encontra-se bem preservada em algumas porções da rocha (**Fig. 7.8A**). Em duas das amostras há mirmequita e textura granofírica (**Fig. 7.8B**), essa indicando ambiente de colocação crustal relativamente raso.

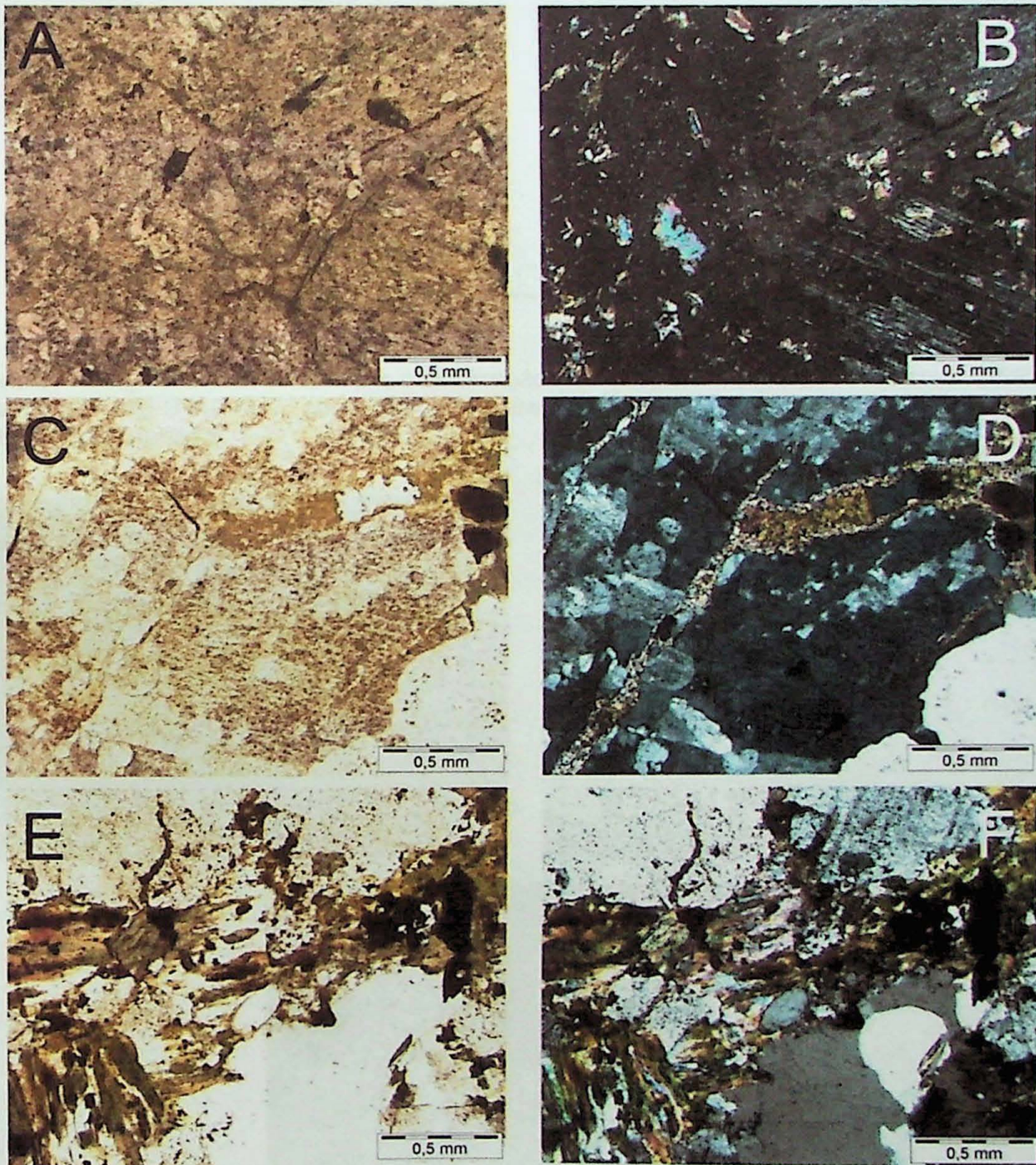


Figura 7 – Unidade Granito I – Suíte Intrusiva Parauari: (A) e (B) mozogranito do afloramento NP-245, com metassomatismo potássico (feldspato de aspecto túrbido) e sericitização afetando o plagioclásio, com inclusões de sericita, muscovita e minerais opacos; (C) e (D) alteração sericitica fissural, formando pequenas vênulas de sericita + biotita + quartzo, no monzogranito do afloramento

NP-245; e (E) e (F) monzogranito (afloramento NP-247) com biotita esverdeada parcialmente cloritizada, com sericita e minerais opacos associados.

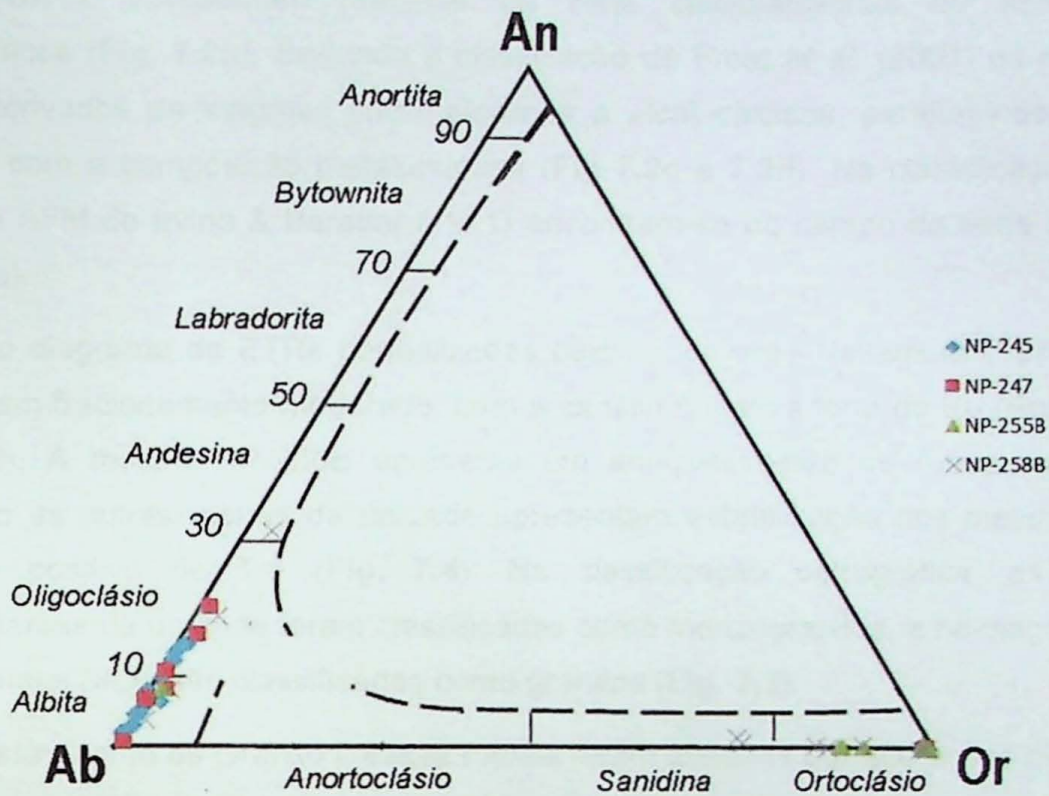


Figura 8 – Diagrama An–Ab–Or para classificação de feldspatos, segundo Deer *et al.* (1992). As amostras NP-245 e NP-247, correspondem a unidade Granito I, e as amostras NP-255B e NP-258B, unidade Granito II.

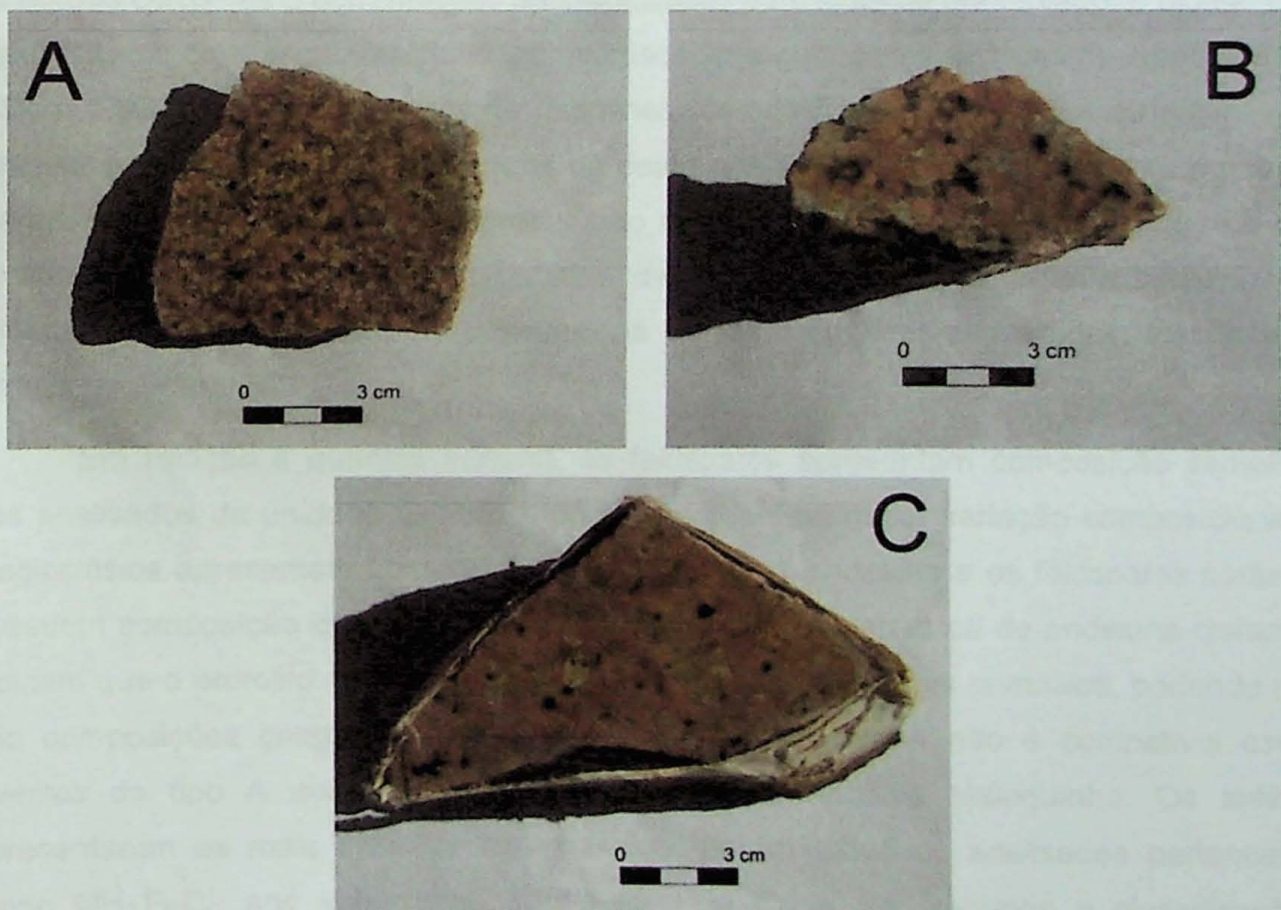


Figura 9 – Unidade Granito II – Monzogranitos da unidade mapeada como Suíte Intrusiva Maloquinha: (A), (B) e (C) corresponde às amostras NP-255B, NP-258B e NP-259.

Segundo o diagrama $\#FeO^*$ versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001) as amostras da unidade classificam-se como granitos ferrosos (**Fig 7.2a**), já no diagrama de Peccerillo & Taylor (1976), apresentam magmas da série cálcio-alcálicas de alto potássio a shoshoníticos (**Fig. 7.2b**). Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001) os monzogranitos seriam derivados de magmas cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos, peraluminosos, porém na interface com a composição metaluminosa (**Fig 7.2c e 7.2d**). Na classificação segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) encontram-se no campo da série cálcio-alcálica (**Fig. 7.2e**).

No diagrama de ETRs normalizadas pelo condrito de Nakamura (1974), as rochas apresentam fracionamento moderado, com anomalia negativa forte de Eu ($Eu/Eu^* = 1,7972 - 2,2670$). A mostra NP-255B apresenta um enriquecimento de terras raras pesadas, enquanto as outras rochas da unidade apresentam estabilização dos mesmos, com leve anomalia positiva de Tm (**Fig. 7.4**). Na classificação petrográfica, as três rochas representantes da unidade foram classificadas como monzogranitos, e no diagrama de Total Álcalis versus SiO_2 , são classificadas como granitos (**Fig. 7.3**).

Assim como os Granito I, essas rochas foram afetadas por alterações hidrotermais. A alteração mais intensa presente em todas amostras é o metassomatismo potássico, que ocorreu em estilo pervasivo. Esse resultou na substituição intensa do plagioclásio e do feldspato potássico ígneo por feldspato potássico metassomático (FK_M) subidiomórfico, com as bordas corroídas e com núcleos de plagioclásio parcialmente preservado, e biotita. O FK_M apresenta-se com aspecto túrbido ao microscópio e com cores marrons-avermelhadas (**Fig 7.8C e 7.8D**), devido a presença de microinclusões de hematita, textura essa originalmente descrita por Boone (1969) em pórfiros do oeste dos Estados Unidos. O feldspato potássico magmático está localmente bem preservado e, nesse caso, tende a ser mais límpido e tem bordas mais regulares. Os megacristais de plagioclásio parcialmente substituídos pelo feldspato potássico hidrotermal possuem as bordas irregulares e corroídas, resultando em textura "anti-rapakivi".

Em relação à química mineral, os feldspatos apresentam composição semelhante aos analisados da unidade Granito I, porém apresentam maior variação composicional. Os plagioclásios apresentam composições que chegam a andesina e os feldspatos potássicos possuem composição de ortoclásio e sanidina (**Fig.7.6**). Os restos de andesina claramente indicam que o protolito desses granitos foram relativamente mais primitivos, podendo terem tido composições chegando a granodiorítica, o que também não é compatível com os granitos do tipo A que deveriam compor a Suite Intrusiva Maloquinha. Os anfibólios apresentaram as mais distintas composições, porém todos os analisados pertencem ao grupo OH-F-Cl, aos subgrupos Mg-Fe-Mn, Na-Ca e Ca, segundo a classificação de anfibólios proposta pela Associação Internacional de Mineralogia (IMA – *International*

Mineralogical Association), sendo encontrados as espécies descritas na **Tabela 7.1** (ver **ANEXO II**) (IMA, 2013a e 2013b; Locock, 2014).

Tabela 7.1 – Classificação química dos anfibólios segundo IMA.

Grupo	Subgrupo	Espécie
OH,F,Cl	Mg–Fe–Mn	Cumingtonita
OH,F,Cl	Na–Ca	Ferro-barroisita
OH,F,Cl	Ca	Ferro-adanita
OH,F,Cl	Ca	Ferro-pargasita
OH,F,Cl	Ca	Ferro-adanagaita
OH,F,Cl	Ca	Ferro-tschermakita
OH,F,Cl	Mg–Fe–Mn	Grunerita
OH,F,Cl	Ca	Hastingsita
OH,F,Cl	Mg–Fe–Mn	Potássio-grunerita rica em Ti

Seguiu-se ao metassomatismo potássico um estágio de sericitização em estilo pervasivo a seletivamente pervasivo, em intensidade fraca a moderada, que alterou predominantemente o plagioclásio e subordinadamente o feldspato potássico. Geralmente a granulação da mica é fina, mas são também observados cristais mais grossos de muscovita onde a sericitização foi mais intensa.

Por fim, houve a cloritização da biotita. Destaca-se, tal qual nas amostras do Granito I, que a biotita cloritizada tem lamelas de muscovita e exsoluções de minerais opacos (**Fig. 7.8E** e **7.8F**), sugerindo que a biotita foi parcialmente substituída por sericita durante o estágio de sericitização ou, alternativamente, trata-se de uma alteração hidrotermal que grada para alteração clorito–sericítica, como a que ocorre nos pórfiros, entre as zonas do metassomatismo potássico e de alteração sericítica (Sillitoe, 2010).

7.1.2 Granodiorito – Suíte Intrusiva Creporizão

As rochas descritas são provenientes dos afloramentos NP–236 e NP–265 (**Fig. 7.9A** e **7.9B**), e correspondem a um granodiorito de granulação média a média a grossa, equigranular a porfirítico.

A rocha é composta essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, com biotita e hornblenda subordinados, e apatita, minerais opacos e zircão como acessórios. Os megacristais são de plagioclásio e de feldspato potássico, e apresentam estrutura de zonamento de crescimento dada pelo alinhamento paralelo às bordas euédricas do cristal de inclusões orientadas de plagioclásio fino, subeuédricos, por vezes com biotita associada e, mais raramente, quartzo (**Fig. 7.10A** e **7.10B**). Cristalização final de plagioclásio mais sódico, ou de metassomatismo sódico resulta no manteamto quase completo de alguns cristais de feldspato potássico por plagioclásio, em textura que se assemelha às rapakivi.

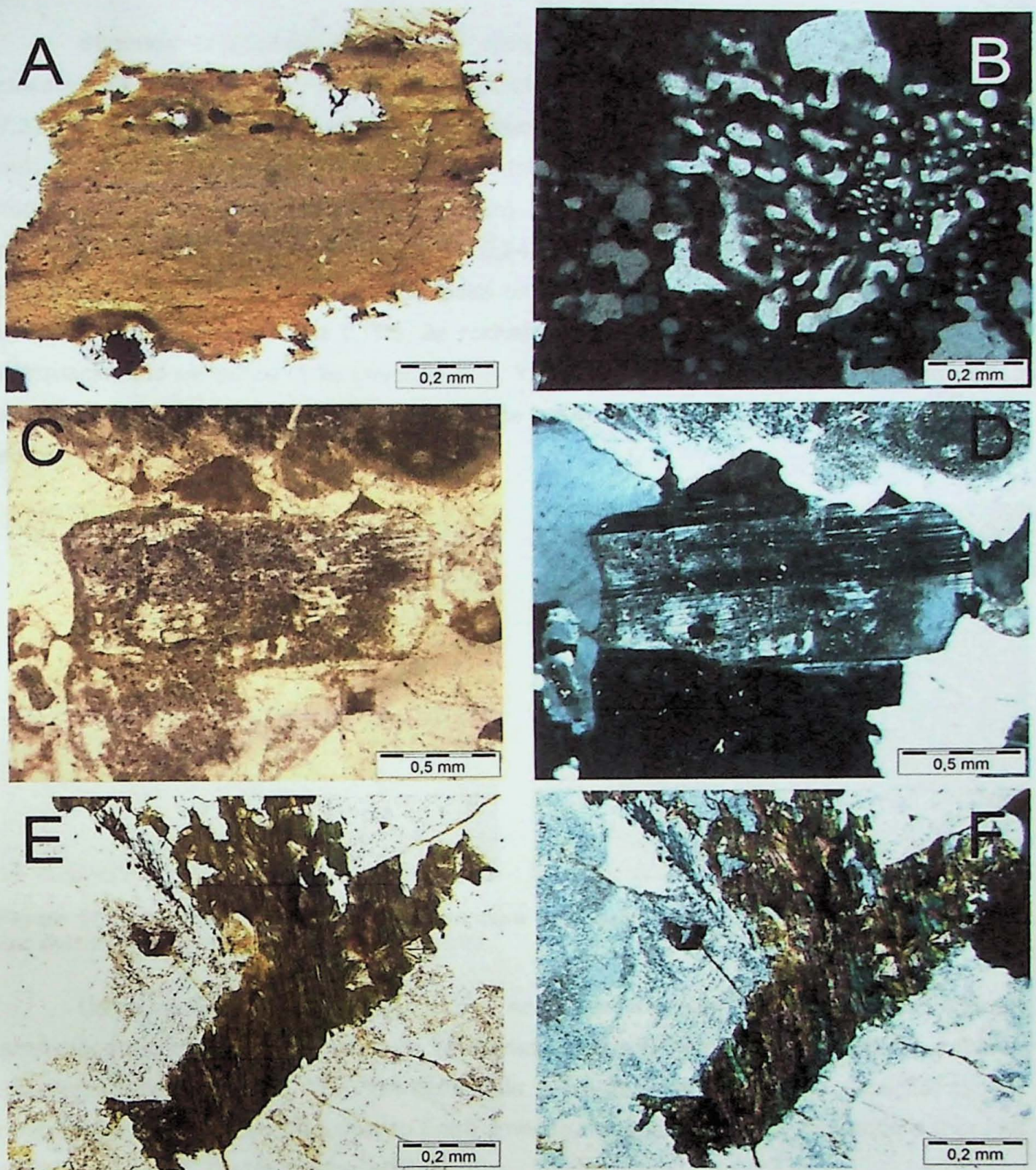


Figura 10 – Unidade Granito II – Suíte Intrusiva Maloquinha: (A) biotita magmática de cor vermelha, parcialmente corroída e com inclusão de quartzo e minerais opacos, do monzogranito afloramento no ponto NP-255B; (B) textura granofrítica, representada por intercrescimento de quartzo vermiforme e feldspato potássico no monzogranito do ponto NP-259; (C) e (D) plagioclásio de aspecto túrbido em rocha do afloramento NP-255B; e (E) e (F) monzogranito do afloramento NP-255B, evidenciando biotita cloritizada com lamelas de muscovita e exsoluções de minerais opacos.

Na classificação de Frost *et al.* (2001), a amostra NP-236 seria derivada de um magma peraluminoso cálcio-alcálico a álcali-cálcico, de composição ferrosa (Fig 7.2A, 7.2c e 7.2d). No diagrama de SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) classifica-se na série cálcio-alcálica de alto potássio (Fig. 7.2b), e no diagrama de Irvine & Baragar (1971), como cálcio-alcálico (Fig. 7.2e).

Segundo Middlemost (1994), no diagrama Total Álcalis *versus* SiO₂, a rocha classifica-se como granito, diferentemente da classificação petrográfica de granodiorito (**Fig. 7.3**). Isso deve-se ao metassomatismo potássico, que formou feldspato potássico na rocha, mas esse não foi considerado na análise modal. No diagrama das ETRs normalizadas pelo condrito de Nakamura (1974), nota-se um fracionamento menor das ETRs leves e anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,2492$), evidenciando forte fracionamento de plagioclásio na formação das rochas dessa unidade. Nota-se também que essa rocha se assemelha, no diagrama das ETRs, às rochas do Granito I. Apresenta também um leve enriquecimento de terras raras pesados (Tm, Yb e Lu) (**Fig. 7.4**), o que, juntamente com a anomalia de Eu, é típico de granitos fortemente fracionados, com fluidos abundantes (Taylor e Fryer, 1983).



Figura 11 – Unidade Granodiorito – Suíte Intrusiva Creporizão: (A) e (B) amostras de granodioritos dos pontos NP-236 e NP-265, respectivamente.

Os minerais opacos, assim como as micas e suas inclusões opacas, foram analisados por microscopia eletrônica de varredura. Foram identificados magnetita e titânio magnetita como inclusões na biotita cloritizada, além de muscovita, albita, caulinita, zircão, rutilo, pseudo-rutilo, intercrescimento entre ilmenita, magnetita e rutilo, pirofanita e thorutilo ou Ítrio-kobeite (?) (**Tabela 7.2 e ANEXO III**).

A rocha sofreu metassomatismo potássico moderado a forte, pervasivo a fissural, com cristalização de feldspato potássico e biotita. Essa alteração potássica consumiu o plagioclásio e formou feldspato potássico (**Fig. 7.10C e 7.10D**). Seguiu-se uma sericitização pervasiva fraca que afetou preferencialmente o plagioclásio, que se apresenta com aspecto túrbidos e com poucas inclusões de sericita. Esse aspecto sugere argilização hidrotermal ou intempérica do plagioclásio. Localmente verifica-se que a alteração sericítica formou vênulas de sericita + quartzo + minerais opacos (**Fig. 7.10E e 7.10F**).

Tal qual nas rochas anteriores, ocorre cloritização seletivamente pervasiva, que afetou a biotita e a hornblenda, cristalizando clorita e minerais opacos.

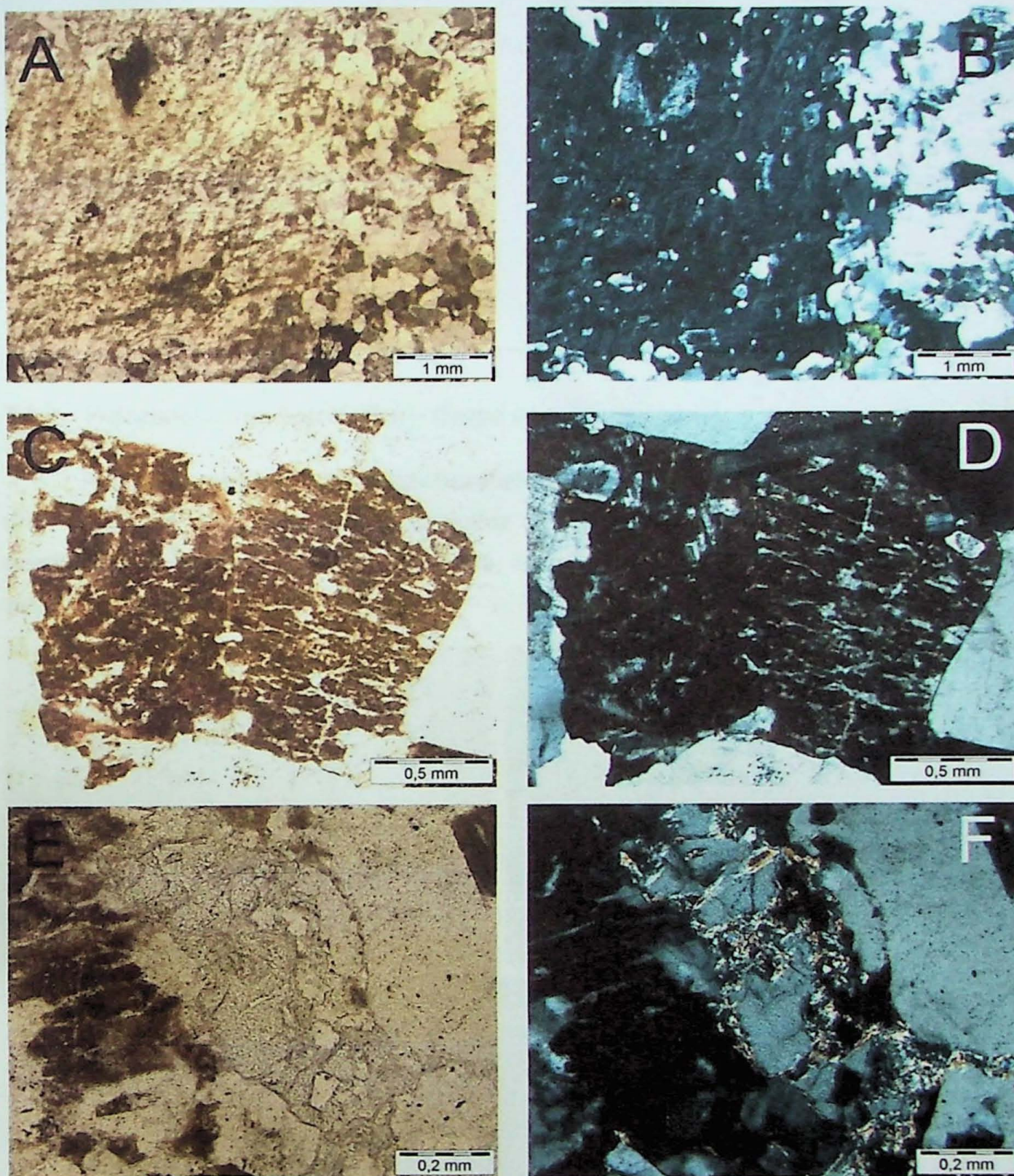


Figura 12 – Unidade Granodiorito – Suíte Intrusiva Creporizão: (A) e (B) megacristal de plagioclásio, com inclusões alinhadas paralelas a borda em cristal subeuédrico, caracterizando estrutura de zonamento de crescimento, no granodiorito do ponto NP-236; (C) e (D) granodiorito do ponto NP-265, com detalhe do feldspato potássico túrbido, metassomático, com núcleos de plagioclásio preservados; e (E) e (F) alteração serícita em forma de vênulas no granodiorito NP-265, com a formação de sericita, quartzo e minerais opacos.

Tabela 7.2 – Minerais identificados por MEV na amostra NP-265.

Mineral	Fórmula Química
Ilmenita	$Fe^{2+}TiO_3$
Ítrio-kobeita (?)	$(Y,Zr)_2(Ti,Fe^{3+})_2(O,OH)_7 - (Y,U)(Ti,Nb)_2(O,OH)_6$
Magnetita	$Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$
Muscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
Plagioclásio (Ab)	$NaAlSi_3O_8$
Pseudo-rutilo	$Fe_2Ti_3O_9$
Pirofanita	$MnTiO_3$
Rutilo	TiO_2
Thorutilo (?)	$(Th,U,Ca)Ti_2(O,OH)_6$
Titânio magnetita	$Fe^{2+}(Fe^{3+},Ti)_2O_4$
Zircão	$ZrSiO_4$

7.1.3 Vulcanoclástica Epiclástica – Grupo Iriri

Rochas vulcanoclásticas epiclásticas afloram nos pontos, NP-266 e NP-268(A e B) (Fig. 7.11A a 7.11C). São rochas com matriz de granulação fina a muito fina e cristais de quartzo e de feldspatos de granulação média, além de clastos líticos de riolito, arredondados e parcialmente absorvidos.

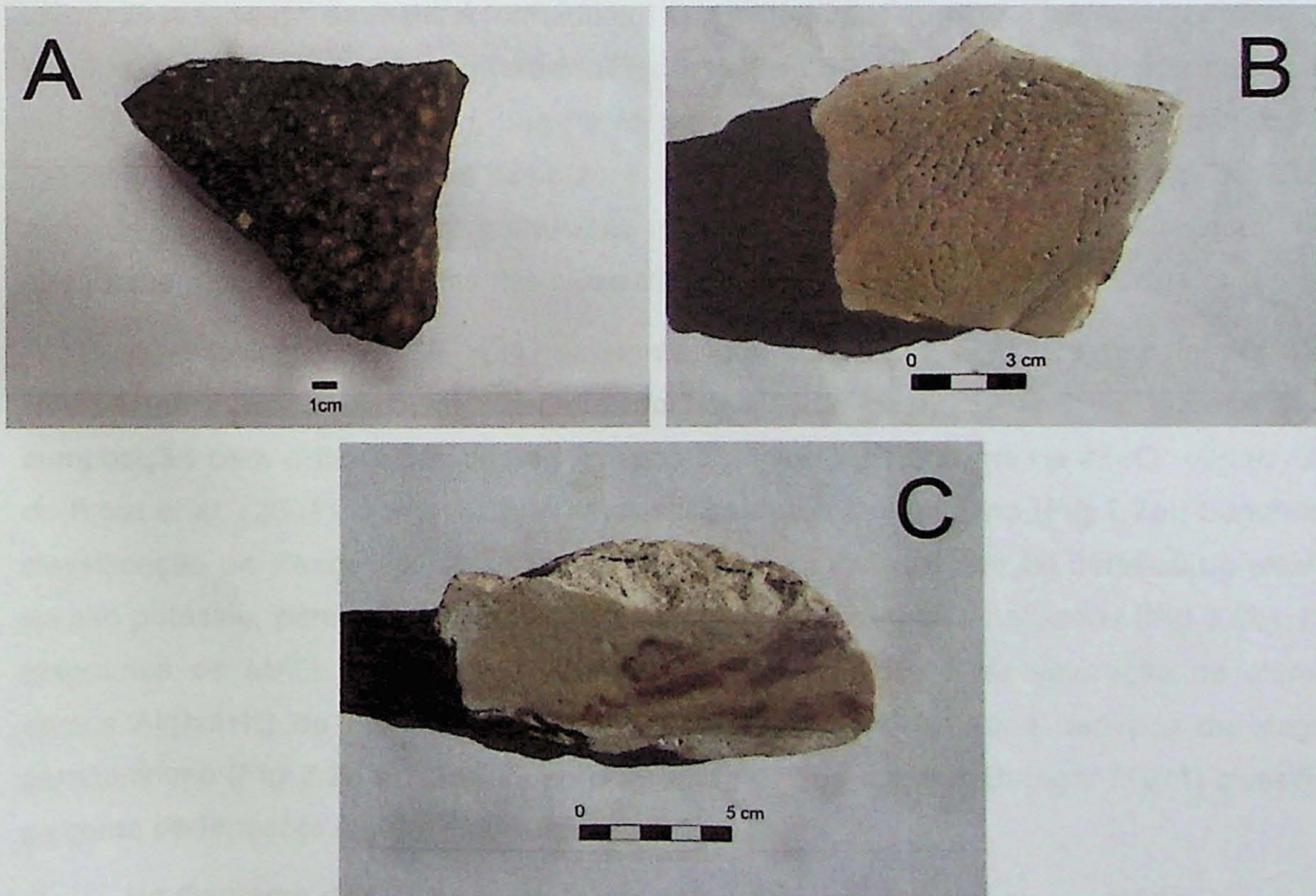


Figura 13 – Unidade Vulcanoclástica Epiclástica – Grupo Iriri: (A), (B) e (C) correspondem as amostras NP-266, NP-268A e NP-268B, esta com om cores cinza-esbranquiçado, devida à alteração argilíca avançada.

A matriz é composta por sericita, produto de uma intensa alteração sericítica. A sericita forma, muitas vezes, agregados tendendo a radiados. Juntamente com a sericita, ocorrem agregados de minerais de baixa birrefringência, que sugerem ser argilas, o que pode indicar um estágio de alteração hidrotermal mais tardio, de alteração argílica. Juntamente com a sericita, ocorre rutilo hidrotermal (**Fig. 7.12A e 7.12B**) abundante, por vezes com cristais um pouco mais grossos, assim como minerais opacos e a apatita em menor quantidade. A abundância de rutilo indica que os fluidos hidrotermais foram oxidados e a sericita, indica que foram ácidos, o que é típico de sistemas *high-sulfidation*. Os arranjos radiados de mica branca são muito comuns em pirofilita, muito embora não exclusivos, em rochas afetadas por alteração argílica avançada na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005).

A presença de minerais de alteração hidrotermal epitermal *high-sulfidation* foram confirmadas na análise por difração de raios X e MEV. Por difração de raios X foram identificados muscovita, caolinita e pirofilita nas amostras NP-268(A e B), e alunita na NP-268B (**Fig. 7.13, 7.14 e ANEXO IV**). As análises de MEV identificaram pirofilita em ambas as rochas, além de svanbergita, gorceixita e goyazita (*APS minerals*) (**Tabela 7.3**), minerais esse típicos de sistemas epitermais *high-sulfidation* (Hikov *et al.*, 2011).

O arcabouço da rocha é formado em sua maioria por quartzo e feldspato potássico, e em menor quantidade, por plagioclásio (**Fig. 7.12A e 7.12B**). Há partes da rocha com maior volume de feldspato potássico, que forma agregados, além de zonas silicificadas, com a formação de quartzo. Nota-se também a cristalização de hematita muito fina, restrita a algumas porções da rocha de granulação mais grossa (**Fig. 7.12C e 7.12D**), mineral esse que também ocorre comumente nas mineralizações epitermais *high-sulfidation*.

A amostra NP-266A, que apresenta intensidade de alteração hidrotermal fraca relativamente às demais da unidade, foi analisada geoquímicamente, apresentando composição bem distinta dos demais litotipos da área. No diagrama de #FeO* *versus* SiO₂ de Frost *et al.* (2001), é a única que se classifica como magnésiana (**Fig 7.2a**). Segundo a classificação de Peccerillo & Taylor (1976), apresenta composição da série cálcio-alcálica de alto potássio, porém com teor de SiO₂ menor que as demais analisadas (**Fig 7.2b**). Nos diagramas de MALI (MALI = Na₂O+K₂O+CaO) *versus* SiO₂ e de saturação de alumina *versus* Al/(Na+K) de Frost *et al.* (2001) indicam que a rocha seria derivada de magma peraluminoso (**Fig 7.2c e 7.2d**). Já no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) classifica-se como pertencente à série cálcio-alcálica (**Fig 7.2e**).

No diagrama das ETRs normalizado segundo o condrito Nakamura (1974), apresenta fracionamento das ETRs leves intenso, porém não apresenta anomalia de Eu, comum nas demais analisadas (**Fig. 7.4**). Segundo a classificação de Middlemost (1994) para rochas vulcânicas, a rocha é um traquidacito (**Fig. 7.15**).

Tabela 7.3 – Fases minerais identificadas por microscopia eletrônica de varredura.

Mineral	Fórmula Química
Ferro-gedrita	$Fe_5Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$
Gorceixita	$BaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$
Gorceixita – Goyazita	$BaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6 - SrAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$
Muscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
Pirofilita	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Rutilo	TiO_2
Svanbergita	$SrAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$
Titânio Magnetita	$Fe^{2+}(Fe^{3+},Ti)_2O_4$

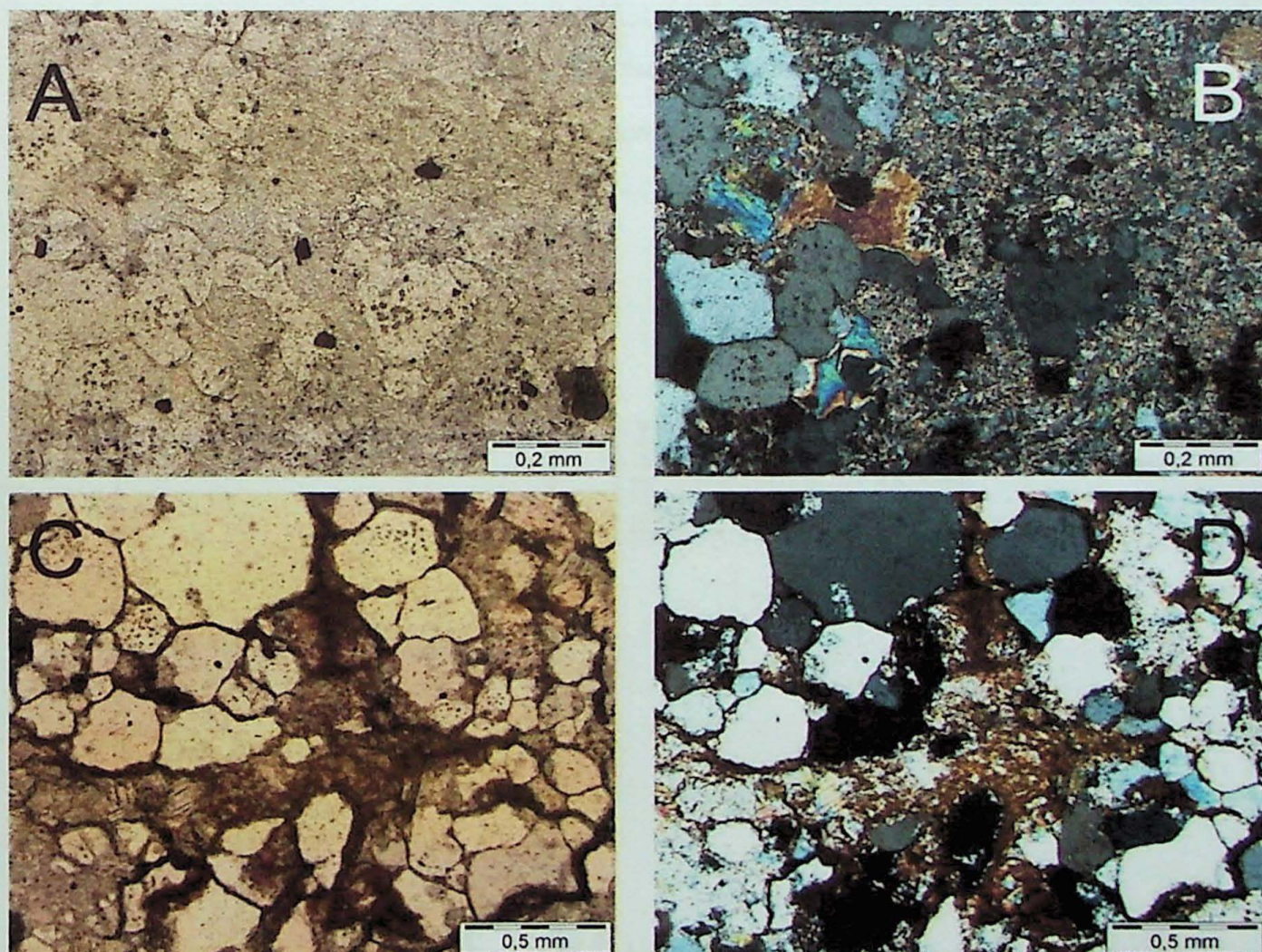


Figura 14 – Unidade Vulcanoclástica Epiclástica – Grupo Iriri: (A) e (B) NP-268A, com matriz formada por mica branca e argilo-minerais, resultado de alteração sericitica intensa e de alteração argílica, com abundante rutilo hidrotermal, e arcabouço formado por quartzo e feldspato potássico; (C) e (D) processo de hematização que afeta porções da rocha, formando cristais muito finos de hematita na matriz e entre os cristais do arcabouço, na vulcanoclástica do ponto NP-268B.

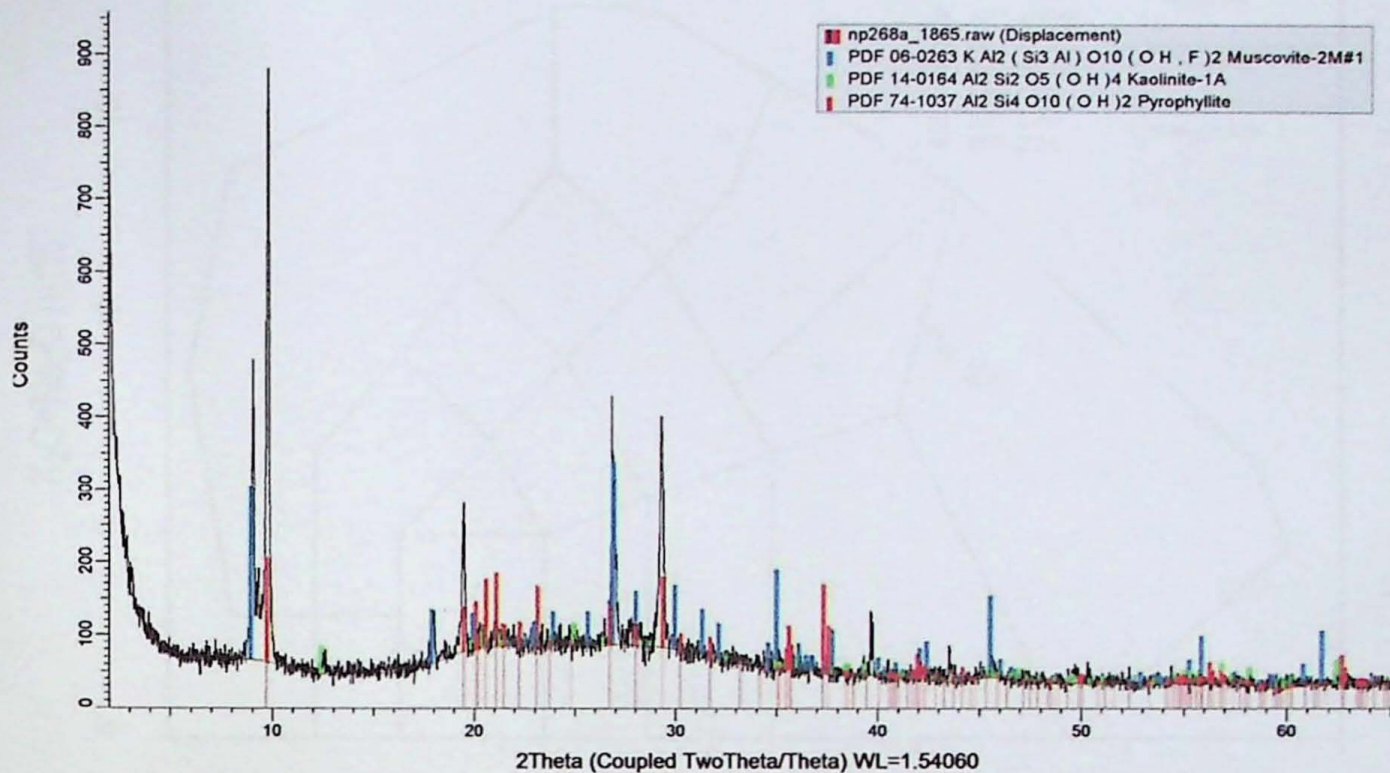


Figura 15 – Difratoograma da amostra NP-268A, com minerais encontrados.

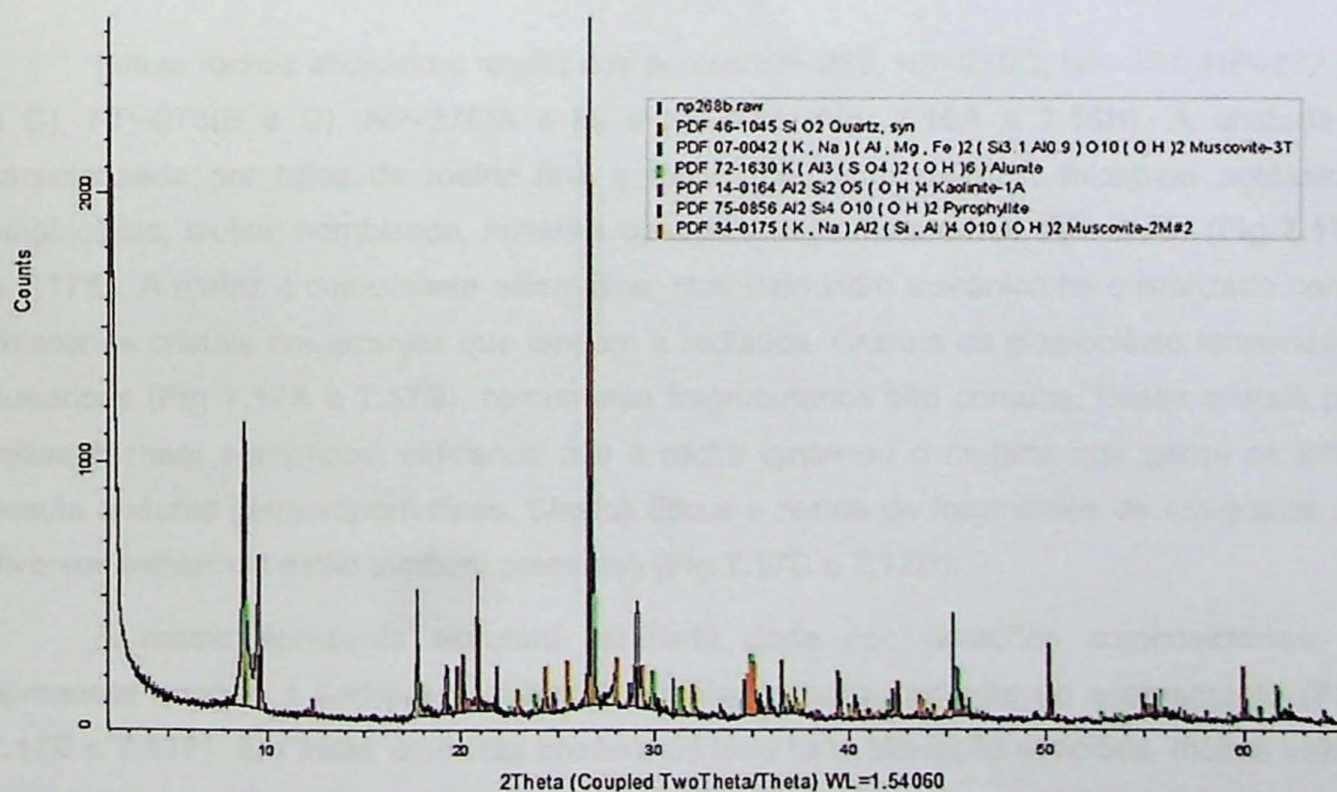


Figura 16 – Difratoograma da amostra NP-268B, com minerais encontrados.

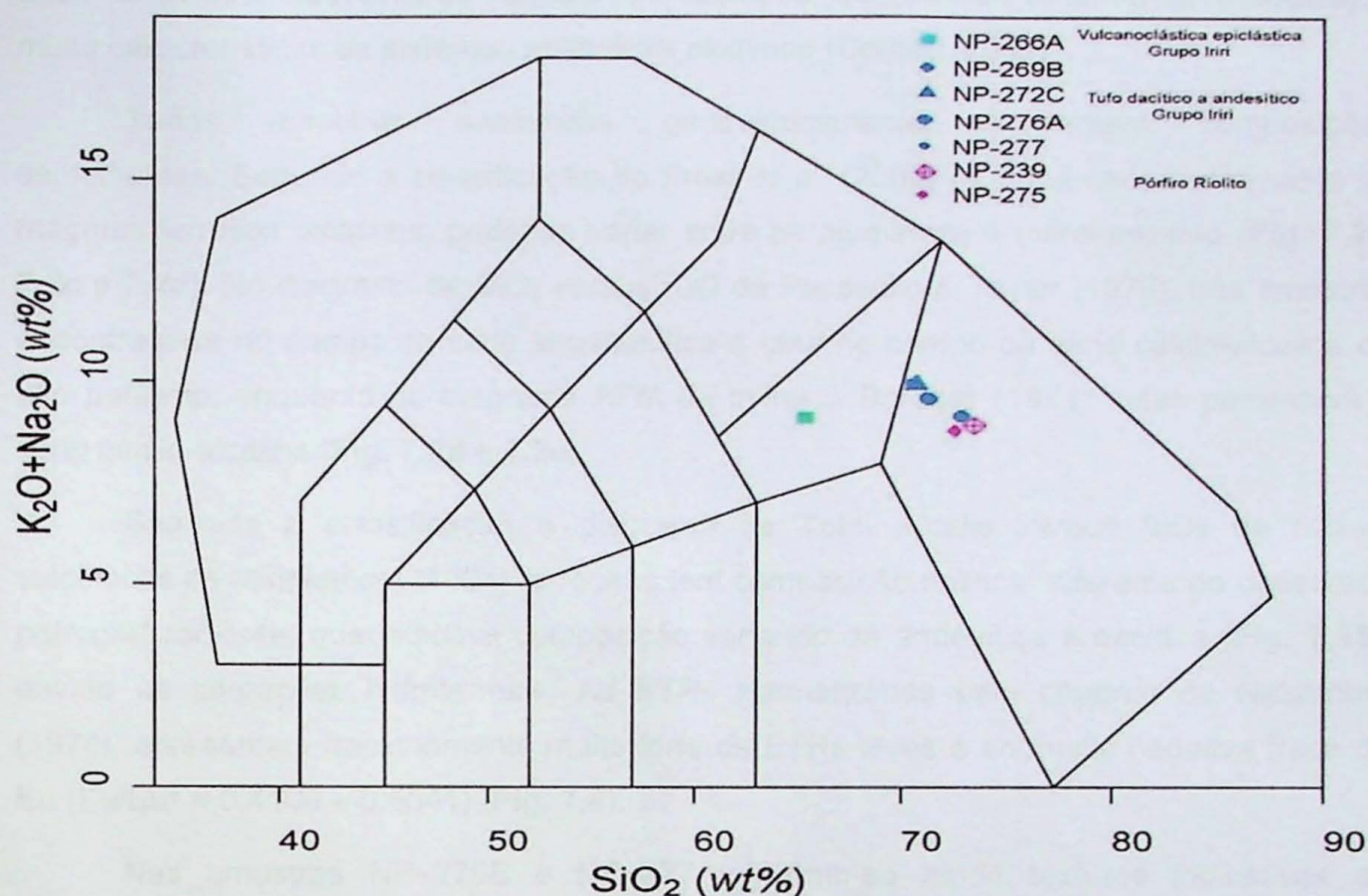


Figura 17 – Diagrama classificatório de rochas vulcânicas, Total Álcalis *versus* SiO₂ de Middlemost (1994).

7.1.4 Tufo Dacítico a Andesítico – Grupo Irii

Essas rochas afloram na região dos pontos NP-269, NP-270C, NP-271, NP-272 (B e C), NP-273(B e D), NP-276(A e B) e NP-277 (Fig. 7.16A a 7.16H). A unidade é caracterizada por tufos de matriz fina a muito fina, com quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda, minerais opacos e mica hidrotermal abundante (Fig 7.17A e 7.17B). A matriz é comumente esferulítica, mas todo vidro vulcânico foi cristalizado como finíssimos cristais em arranjos que tendem a radiados. Cristais de plagioclásio tendendo a euédricos (Fig 7.17A e 7.17B), comumente fragmentados são comuns. Esses cristais por vezes formam agregados, indicando que a rocha ígnea ou o magma que gerou os tufos possuía texturas glomeroporfíricas. Clastos líticos e restos de fragmentos de amígdalas de diversos tamanhos estão também presentes (Fig 7.17C e 7.17D).

A matriz apresenta estrutura laminada dada por variações composicionais, e apresenta quartzo e feldspatos ovalados orientados paralelamente ao acamamento (Fig. 7.17E e 7.17F). Em todas amostras observa-se uma forte alteração sericítica, muitas vezes evoluindo para alteração argílica, que substitui a matriz e os megacristais de plagioclásio. Essa matriz hidrotermalizada é formada por illita, muscovita, caolinita e muscovita rica em vanádio e bário, minerais esses identificados por difração de raios X das amostras NP-270C e NP-273D (Tabela 7.4). Esses minerais são muito típicos em sistema epitermais,

destacando-se a muscovita de vanádio (com composição que mais próxima da roscoelita), é muito características de sistemas epitermais alcalinos (Corbett, 2002).

Todas amostras analisadas geoquimicamente apresentam composições semelhantes. Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001) os tufos seriam derivados de magmas ferrosos alcalinos, podendo variar entre peraluminoso e metaluminoso (Fig. 7.2a, 7.2c e 7.2d). No diagrama de SiO₂ versus K₂O de Peccerillo & Taylor (1976), três amostras encontram-se no campo da série shoshonítica e uma no campo da série cálcio-alcalina de alto potássio, enquanto no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) todas pertencem a série cálcio-alcalina (Fig. 7.2d e 7.2e).

Segundo a classificação o diagrama de Total Álcalis versus SiO₂ de rochas vulcânicas de Middlemost (1994), a rochas tem composição riolítica, diferente do observado petrograficamente, que indicava composição variando de andesítica a dacítica (Fig. 7.15), devido às alterações hidrotermais. As ETRs normalizadas pelo condrito de Nakamura (1974), apresentam fracionamento muito forte de ETRs leves e anomalia negativa fraca de Eu (Eu/Eu* = 0,4100 – 0,6041) (Fig. 7.4).

Nas amostras NP-276B e NP-277 verificam-se ainda texturas indicativas de soldagem do vidro vulcânico, com compactação e redução da porosidade em altas temperaturas, resultando em *fiamme* (Fig. 7.18A e 7.18B), processo esse que ocorre durante o processo de formação dos depósitos de ignimbritos (Fisher e Schminke, 1984). As amostras sofreram grau de soldagem variado, sendo que a amostra NP-276B o tufo é altamente soldado e na NP-277, parcialmente soldado. Estruturas de impacto (queda) de clastos fragmentados também são observadas (Fig. 7.18C e 7.18D).

Alteração propilítica ocorre de modo fissural, e altera os feldspatos, somente quando estes se encontram próximos as fraturas, formando epidoto + quartzo + mica branca.

Um estágio de cloritização afeta a biotita e a hornblenda e resulta na formação de clorita + mica branca + minerais opacos. Magnetita e hematita ocorrem na matriz das rochas NP-270C, NP-273B e NP-273D, o que pode ser, em parte, produto de uma leve hematitização (Fig. 7.18E e 7.18F).

Tabela 7.4 – Minerais identificados por difração de raios X.

Amostra	Minerais Identificados				
NP-270C	Quartzo	Illita	Muscovita	Caolinita	V-Ba-Muscovita
NP-271	Quartzo	Illita	Muscovita	Caolinita	
NP-273D	Quartzo	Illita			

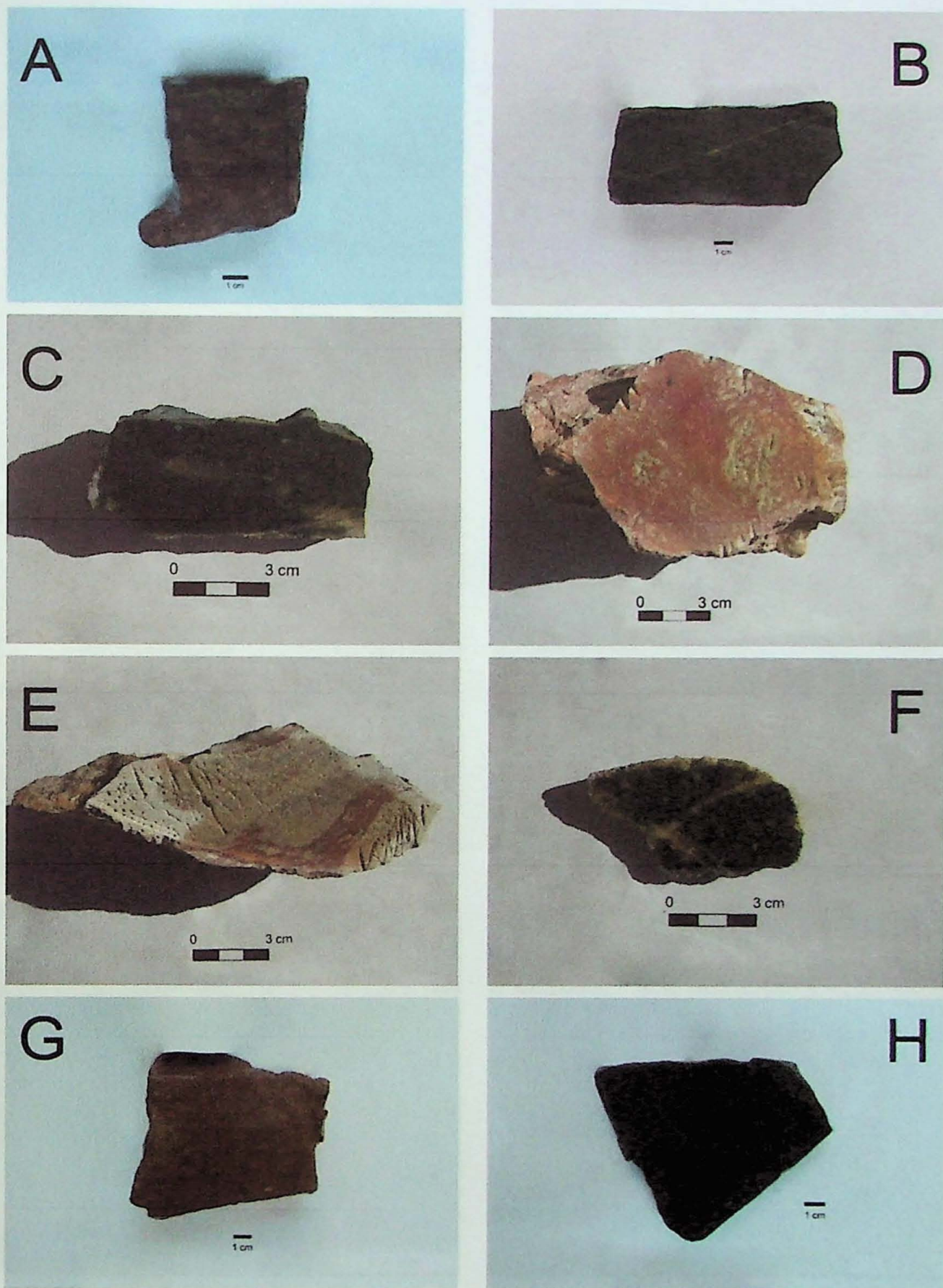


Figura 18 – Unidade Tufo dacítico a andesítico – Grupo Iriri: (A) tufo parcialmente alterado pelo metassomatismo potássico (porção avermelhada) do ponto NP-269B; (B) amostra de tufo do afloramento NP-271C; (C) tufo do ponto NP-272B com vênulas de alteração propilítica; (D) amostra NP-273B de cor marron-avermelhado em decorrência da cristalização de feldspato potássico hidrotermal; (E) tufo NP-273D de cor cinza-esbranquiçado e porção avermelhada, em decorrência da alteração argílica e limonitização, respectivamente; (F) tufo porfirítico do ponto NP-276B com vênulas com epídoto, formadas devido à alteração propilítica; (G) tufo marrom-avermelhado devido ao metassomatismo potássico, do afloramento NP-276A; e (H) tufo do ponto NP-277.

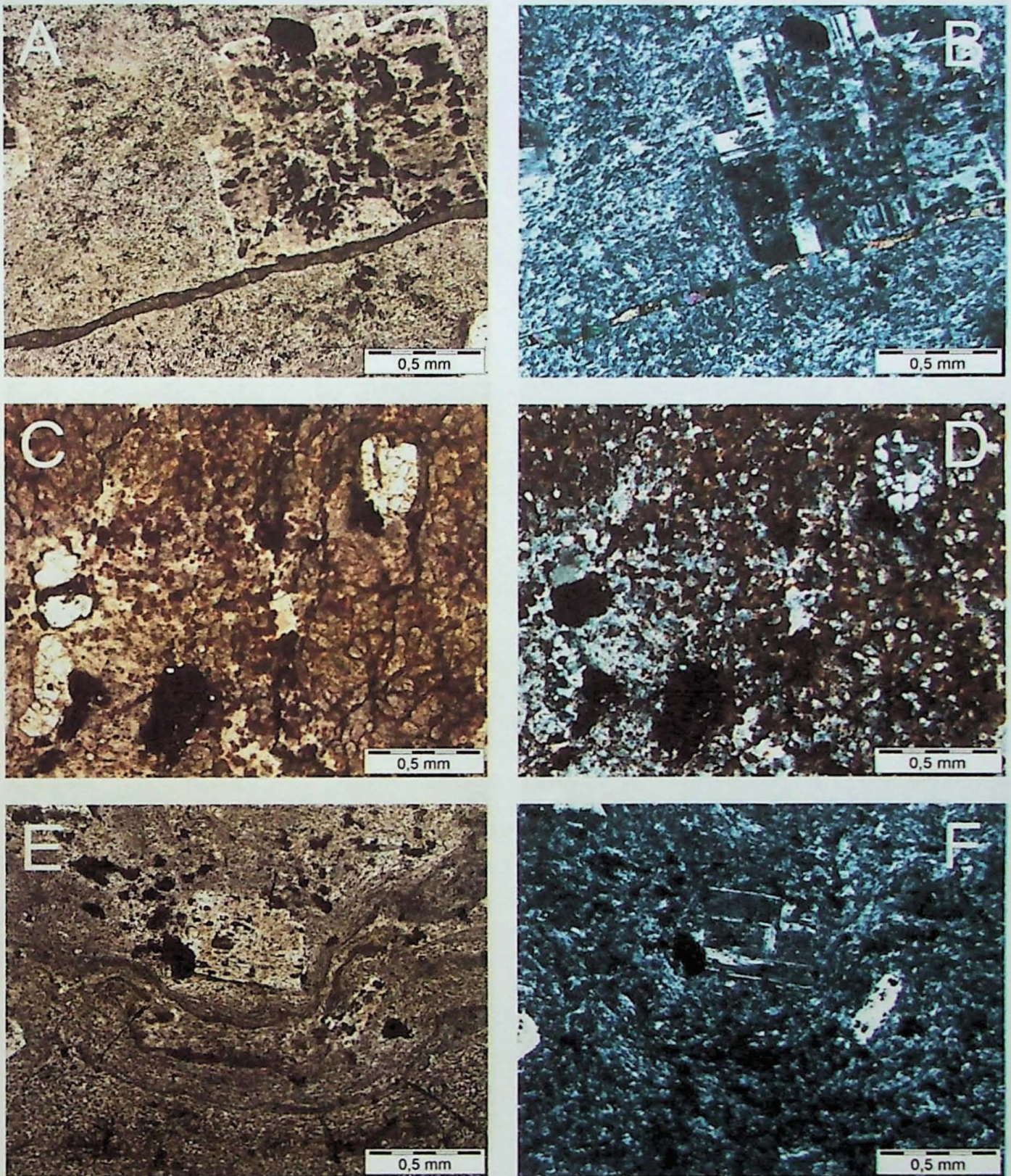


Figura 19 – Unidade Tufo dacítico a andesítico – Grupo Iriri: (A) e (B) tufo com matriz sericítica, com alteração propilítica fissural, com vênula de epídoto, e cristal de plagioclásio euédrico fragmentado (NP-272B); (C) e (D) amostra NP-270C, tufo com clastos líticos e amígdalas de diversos tamanho, em uma matriz limonitizada; (E) e (F) estrutura laminada do tufo NP-272C, deformada por megacristal de feldspato potássico, caracterizando estrutura de impacto (queda).

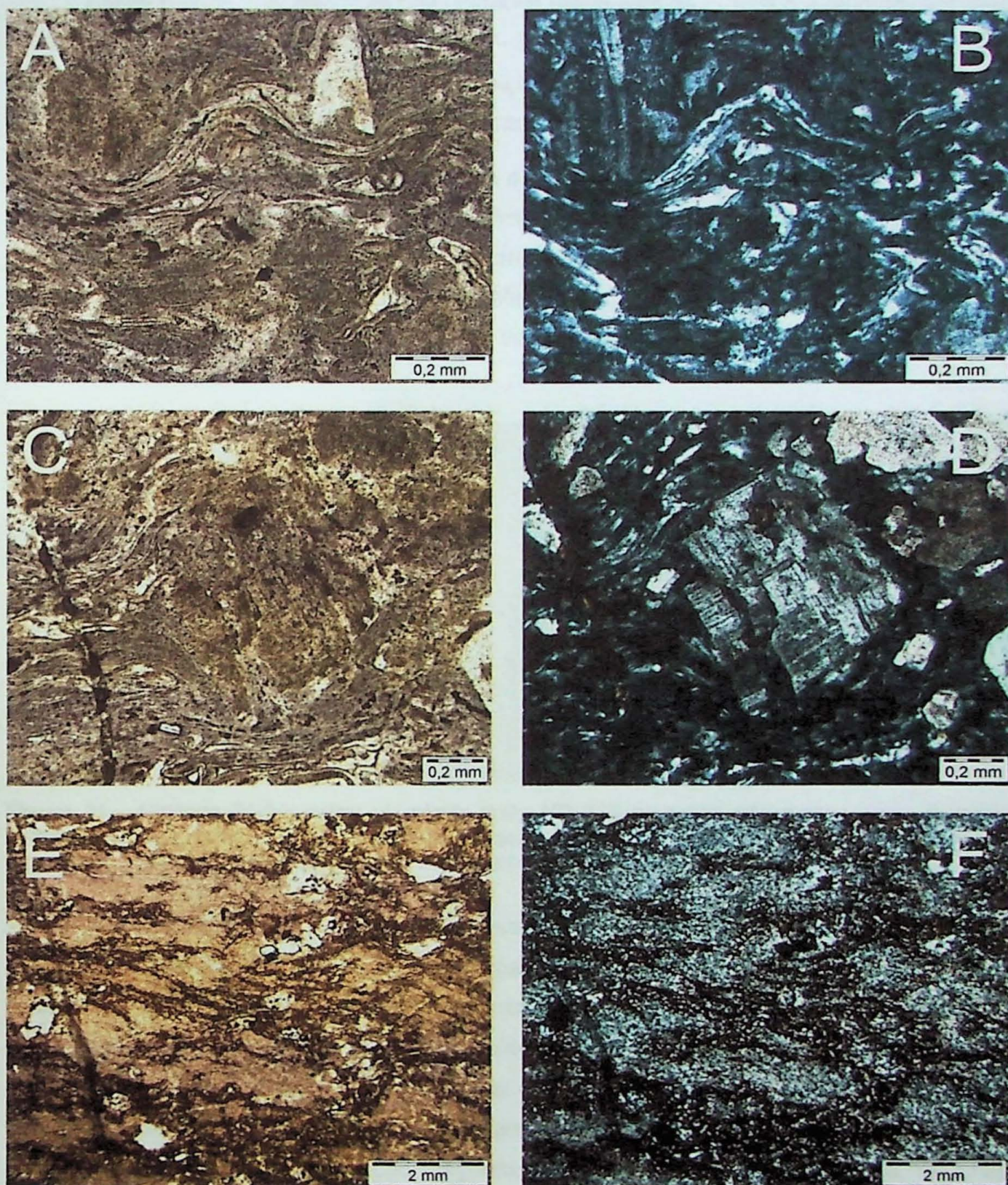


Figura 20 – Unidade Tufo Dacítico a Andesítico – Grupo Iriri: (A) e (B) tufo soldado, resultado da compactação em alta temperatura, caracterizado pela presença de *fiamme* (NP-276B); (C) e (D) estrutura de impacto formada por fragmento de cristal de plagioclásio quebrado na matriz laminada em tufo soldado NP-276B; (E) e (F) matriz do tufo NP-273B com magnetita e hematita, produto da hematitização.

7.1.5 Pórfiro Riolítico

Essas rochas, não descritas nas unidades mapeadas na **Figura 5.3**, afloram em dois pontos da área de estudo (NP-239 e NP-275), associadas, respectivamente, à Suíte Intrusiva Parauari e ao Grupo Iriri. A composição e texturas de ambas as rochas são muito semelhantes, porém as granulações são distintas (**Fig. 7.19A e 7.19B**).

Ambas as rochas são porfíricas, mas a amostra NP-239 possui matriz fina a média, com fenocristais com até 0,7 cm de comprimento, enquanto a NP-275 possui matriz de granulação média e fenocristais com até 5,0 cm, sugerindo que, sendo produto de um único magma, suas cristalizações ocorrem em diferentes profundidades ou, alternativamente, correspondem a fácies de bordas e mais internas às intrusões, ou intrusões distintas, menores e maiores.

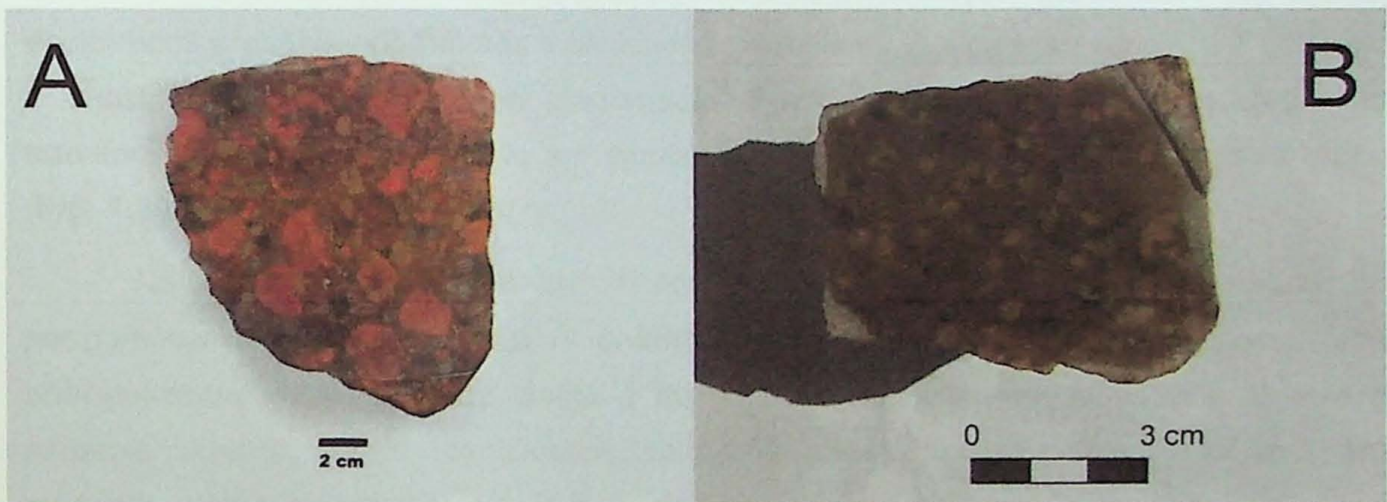


Figura 21 – Unidade Pórfiro riolito: (A) pórfiro riolito NP-275 de granulação grossa e cor marrom-avermelhado por conta do metassomatismo potássico; (B) pórfiro riolito do afloramento NP-239 de granulação menor, porém de composição semelhante;

A matriz das rochas é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio essenciais, e apatita, minerais opacos e zircão como acessórios. O feldspato potássico apresenta inclusões de quartzo, caracterizando textura granofírica, em grande quantidade (**Fig. 7.20A e 7.20B**). Também estão presentes cavidades miarolíticas, estruturas essas características de colocação do magma em ambiente crustal muito raso. Os fenocristais são formados por quartzo bipiramidado e feldspato potássico, ambos com bordas arredondadas por dissolução magmática e corrosão em forma de golfos, texturas essas típicas de reabsorção magmática, mas ainda preservando formas subeuédricas. Borda de plagioclásio é encontrado apenas no feldspato potássico (**Fig. 7.20C**).

As duas amostras apresentam composição da série shoshonítica, segundo o diagrama de SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) (**Fig. 7.2b**). Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001) ambas rochas são derivadas de magma ferroso peraluminoso álcali-cálcico a alcalino (**Fig. 7.2a, 7.2c e 7.2d**). Já, segundo o diagrama AFM

de Irvine & Baragar (1971), pertence a série cálcio-alcálica, assim como as demais unidades analisadas (Fig. 7.2e). Assim como na petrografia, o diagrama de Total Álcalis *versus* SiO₂ de Cox *et al.* (1979) indica composições químicas riolíticas (Fig. 7.14). As ETRs normalizada pelo condrito de Nakamura (1974), apresentam fracionamento das ETRS leves e anomalias negativas moderada de Eu (Eu/Eu* = 0,4068 – 0,4461) e fracas de Ce (Ce/Ce* = 1,5455 – 1,7559) (Fig. 7.4).

As alterações hidrotermais presentes são: metassomatismo potássico, propilitização, sericitização, carbonatização e cloritização.

O metassomatismo potássico ocorre em intensidade moderada e em estilo seletivamente pervasivo, alterando o plagioclásio da matriz e as bordas dos fenocristais, transformando-os em feldspato potássico (Fig. 7.20D). A alteração propilitica gerou epidoto, albita e clorita e ocorre em fissuras, assim como a carbonatização. Carbonatos são também observados preenchendo fraturas e cavidades mirolíticas. A alteração sericítica é pervasiva e substitui preferencialmente o plagioclásio. Por fim, há uma cloritização tardia que transforma a biotita e o anfibólio em clorita, juntamente com a formação de mica branca (Fig. 7.20E).

Na análise por MEV foram identificados diversos minerais que não foram observados petrograficamente (Tabela 7.5). A análise das micas brancas presentes, associadas principalmente a alteração da biotita e do anfibólio, identificaram muscovita. Dentre os minerais opacos, foram identificados calcopirita, pirita, ilmenita, magnetita e Titânio magnetita, além de fluorapatita e da Ferroclorita.

Tabela 7.5 – Minerais identificados através da microcopia eletrônica de varredura da amostra NP–275.

Mineral	Fórmula Química
Calcopirita	CuFeS ₂
Fluorapatita	Ca ₂ Ca ₃ (PO ₄) ₃ F
Ferro Clorita	(Mg,Fe ²⁺) ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈
Ilmenita	Fe ²⁺ TiO ₃
Magnetita	Fe ²⁺ Fe ³⁺ O ₄
Muscovita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Pirita	FeS ₂
Rutilo	TiO ₂
Titânio magnetita	Fe ²⁺ (Fe ³⁺ ,Ti) ₂ O ₄
Zircão	ZrSiO ₄

7.1.6 Alteração Hidrotermal

Uma zona de rochas totalmente hidrotermalizadas, com características semelhantes à de mineralizações epitermais foi observada nos arredores do afloramento NP–235. Essa

zona de alteração aflora numa área ovalada com cerca de 150 m de comprimento, em meio a pórfiros, por sua vez encaixados em granitos com forte metassomatismo potássico. As rochas estão fortemente brechadas, sericitizadas, silicificadas e argilizadas e, localmente, ocorrem zonas silicificadas com hematita, semelhantes ao que ocorre em mineralizações epitermais *high-sulfidation*. Nessa área foi ainda possível identificar protolitos de riolitos e as brechas hidrotermais com veios de quartzo e zonas silicificadas se concentram no núcleo da estrutura.

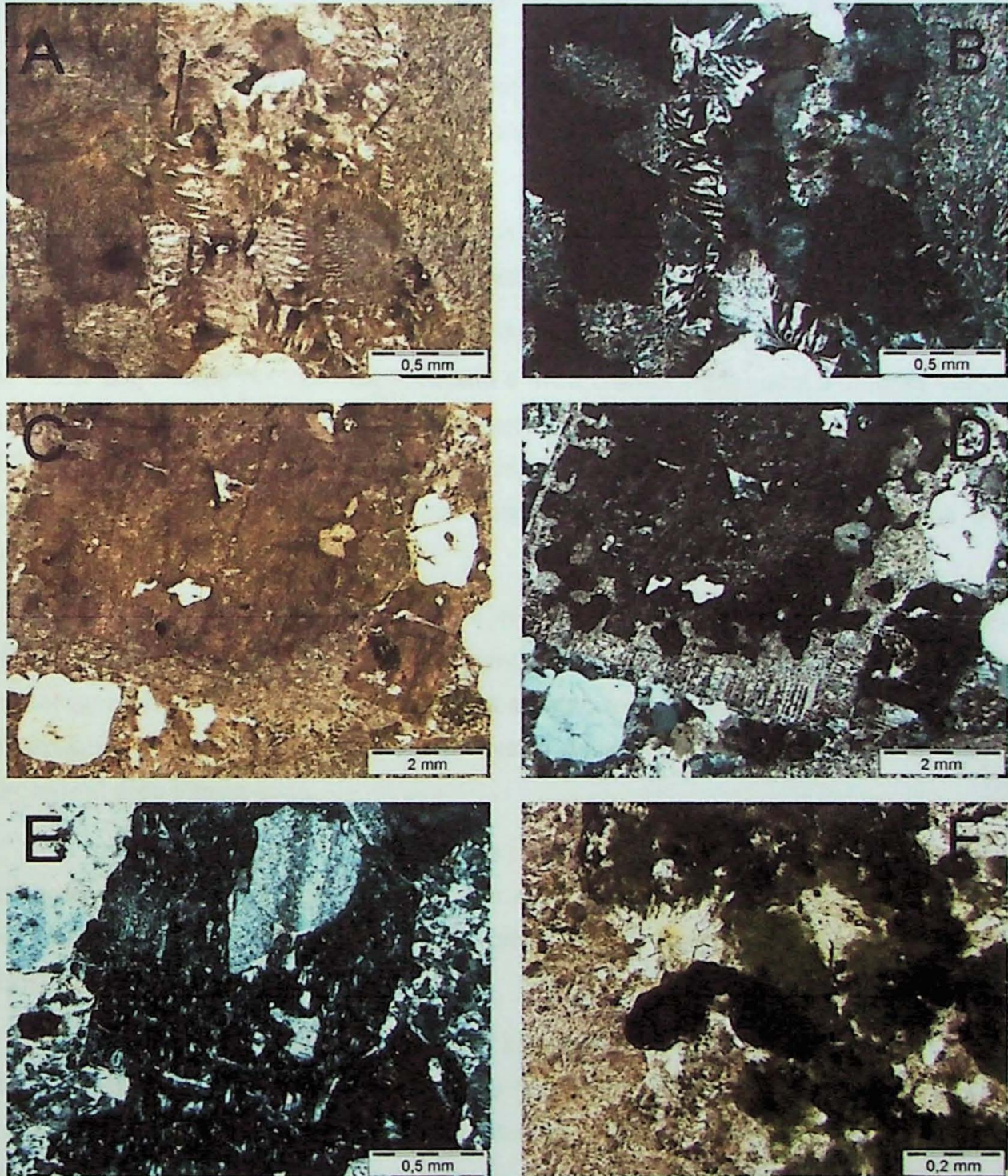


Figura 22 – Unidade do Pórfiro Rioliítico: (A) e (B) textura granofírica composta por intercrescimento de quartzo e feldspato potássico, metassomatizado, em pórfiro rioliítico NP-275; (C) e (D) fenocristal de feldspato potássico com as bordas de plagioclásio com alteração sericítica intensa, que corrói o fenocristal original; (E) cristal de feldspato potássico metassomático, com núcleos de plagioclásio preservados (NP-239); e (F) cristal de biotita xenomórfico cloritizado, com minerais opacos e mica branca associados.

Foram descritas microscopicamente as amostras hidrotermalizadas NP-235A, NP-235B, NP-235D, NP-235E, NP-235G, NP-235H, NP-235I, NP-235J e NP-235K (Fig. 7.21).

Na parte central dessa zona predominam rochas muito ricas em micas muito finas, sericita e/ou pirofilita, com argilas brancas a cinzas, levemente esverdeadas. As rochas possuem cavidades com preenchimento por drusas e veios de quartzo branco poroso, em textura que sugere ser um *vuggy silica*. É possível também observar pseudomorfos de feldspato euédrico totalmente substituídos por argila hidrotermal. Já na borda dessa estrutura ocorrem matacões de brechas silicificadas, com *stockworks* de quartzo e veios de quartzo com minerais opacos, comumente com vênulas de hematita, que também preenche fraturas.

Microscopicamente observa-se que as rochas foram afetadas por intensa silicificação, que oblitera completamente a estrutura e mineralogia primária da rocha.

As amostras NP-235A, NP-235B e NP-235D apresentam granulação fina a muito fina e são compostas por quartzo, feldspato e mica branca/argila, com inúmeras vênulas de quartzo e, subordinadamente, feldspato potássico de granulação um pouco mais grossa (Fig. 7.22A e 7.22B). Vênulas com texturas drusiformes e colofórmicas, com preenchimento de quartzo, hidróxidos de ferro e de minerais opacos (Fig. 7.22C e 7.22D) são comuns, além de zonas brechadas hidrotermalmente.

As amostras NP-235E e NP-235G são petrográficamente semelhantes às anteriores, porém não possuem vênulas com hidróxido de ferro e com minerais opacos, e apresentam um maior número de vênulas de quartzo e de feldspato potássico, o que sugere ser adularia. Comumente o feldspato potássico dessas vênulas foi substituído por argila hidrotermal e/ou intempérica.

A amostra NP-235I é composta basicamente por vênulas de quartzo superpostas, com granulação e tonalidades distintas, em decorrência dos minerais associados ao veio (minerais opacos, hidróxidos de ferro ou argilas) e há muito pouco feldspato (Fig. 7.22E e 7.22F).

Já as amostras NP-235J e NP-235K são semelhantes à NP-235A, porém a matriz é mais túrbida, indicando maior quantidade de feldspato, principalmente de plagioclásio, que se encontra preservado como pequenos cristais corroídos, maior número de vênulas de minerais opacos bem formados, sem alteração para hidróxidos de ferro. A NP-235H é muito semelhante a NP-235I, porém apresenta grau de silicificação maior, sendo formada, em essência, por quartzo.

Todas as amostras foram analisadas por difração de raios X para determinação da porção mais fina da rocha, composta por micas e argilo-minerais, com excessão da NP-

235H devido ao alto grau de silicificação. Essas análises mostraram a presença de quartzo, microclínio, muscovita, caolinita, clinocloro, gibbsita e barita, minerais esses típicos de alteração sericitica, e não de alteração argílica avançada como era esperado (Tabela 7.6).

O microclínio identificado está também presentes na matriz muito fina, nas bordas de vênulas muito finas ou mesmo junto com o quartzo hidrotermal, por vezes com formas parcialmente preservadas que sugerem hábito pseudo-ortorrômbico, indicando que, muito provavelmente, trata-se de adularia, mineral esse que, juntamente com a sericita, caracterizaria uma mineralização epitermal *low-sulfidation* (Pirajno, 2009; Corbett, 2002). A presença comum de vênulas de hematita, bem como de barita, pode indicar que esse sistema formou-se a partir de fluidos mais ácidos e oxidados, ou seja, típicos de uma mineralização *high-sulfidation*, que evoluiu para um sistema *low-sulfidation* com a neutralização dos fluidos hidrotermais.

Tabela 7.6 – Minerais identificados na análise por difração de raios X.

Pontos	Amostra	Minerais identificados				
NP-235	A	Quartzo	Microclínio		Caolinita	
	B	Quartzo	Microclínio	V-Ba-Muscovita	Caolinita	Clinocloro
	D	Quartzo	Microclínio			
	E	Quartzo	Microclínio			Clinocloro
	G	Quartzo	Microclínio	Muscovita	Caolinita	Clinocloro
	I	Quartzo	Microclínio		Caolinita	Gibbsita
	J	Quartzo			Caolinita	Barita
	K	Quartzo		Muscovita	Caolinita	Gibbsita

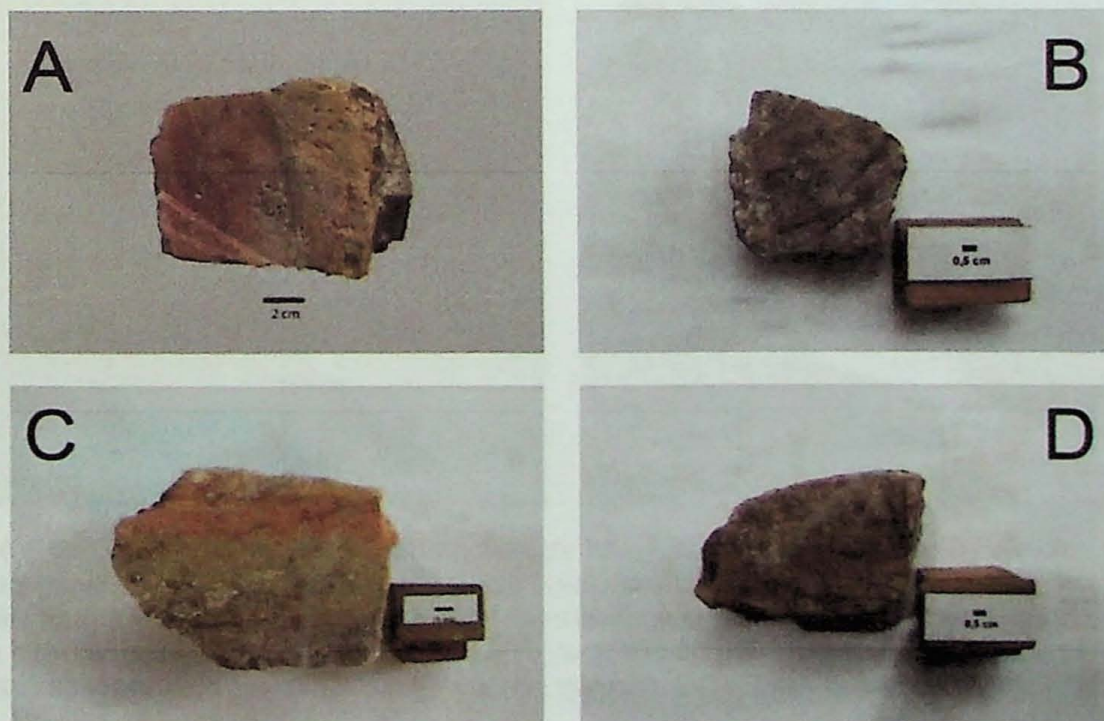


Figura 23 – Rochas hidrotermalizadas: (A) a (D) rochas intensamente silicificadas do afloramento NP-235, amostras NP-235A, NP-235H, NP-235I e NP-235J, respectivamente.

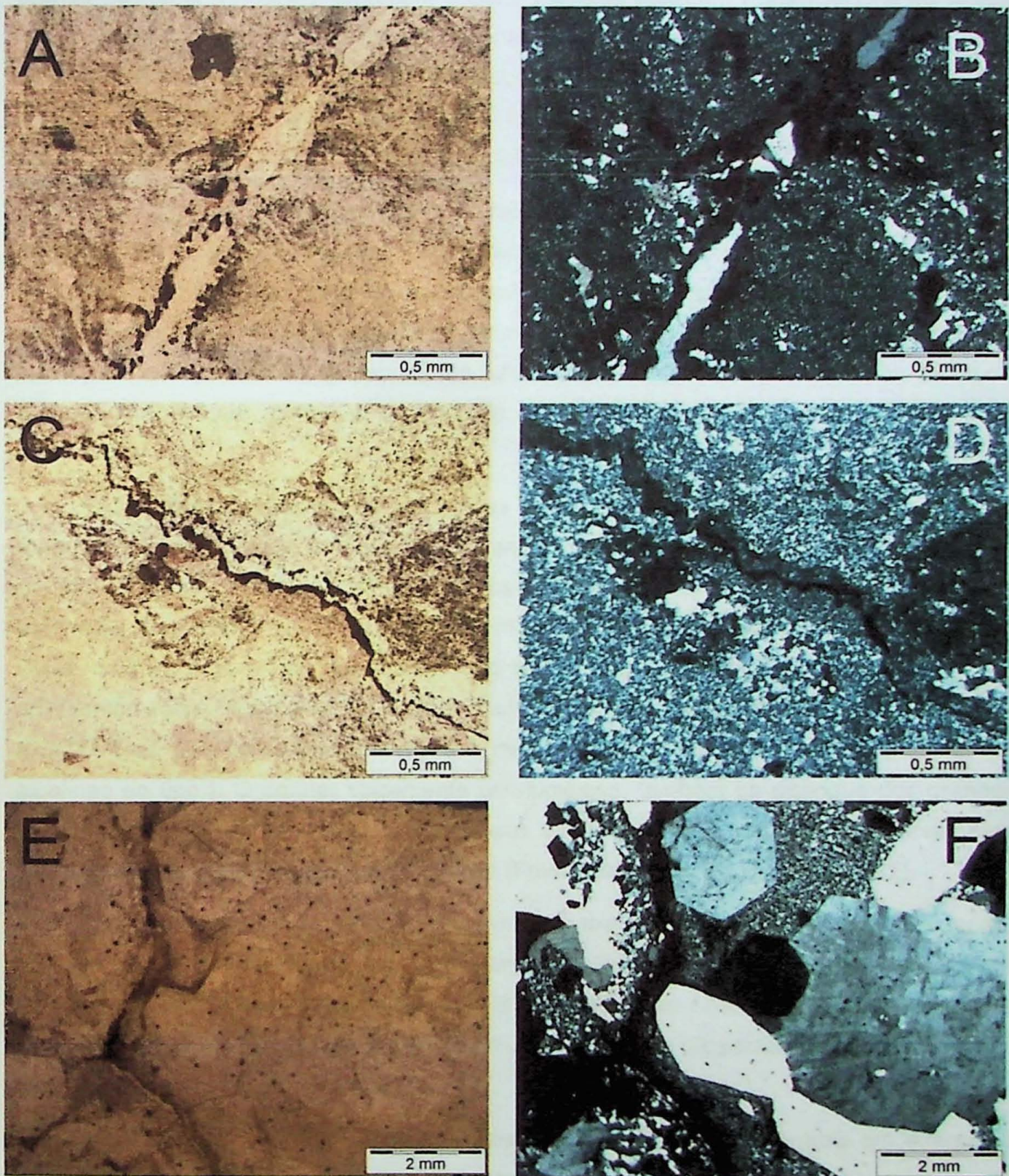


Figura 24 – Rochas hidrotermalizadas das zonas de alteração epitermal: (A) e (B) vênulas de quartzo e minerais opacos, com feldspato potássico (adulária?) subordinado em matriz quartzosa de granulação fina, amostra NP-235A; (C) e (D) vênula com textura drusiforme com quartzo, minerais opacos e hidróxidos de ferro (NP-235A); (E) e (F) amostra NP-235I, com detalhe para as vênulas de quartzo sobrepostas com granulação e tonalidade distintas e diversas inclusões de minerais opacos.

8 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Dentre os granitoides, as amostras do Granito I podem ser correlacionadas com as rochas no mapa geológico compõem a Suíte Intrusiva Parauari. Porém, o Granito II, que representaria a Suíte Intrusiva Maloquinha, não tem características de granitos do tipo A, se assemelhando mais a granitos cálcio-alcálicos fortemente metassomatizados, com biotita e hornblenda relativamente abundantes. As rochas também não apresentam as texturas rapakivi características das rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Os estudos já feitos mostram haver corpos de granito e de granodiorito inequigranulares a porfíricos de cristalização relativamente profunda, invadidos por pórfiros de composição granítica e capeados por rochas vulcanoclásticas andesíticas a dacíticas e riolíticas. Em parte, essas rochas foram formadas por vulcanismo explosivo, resultando na formação de depósitos de ignimbritos de tufos de queda. O retrabalhamento no ambiente deposicional dessas rochas é evidenciado pela presença das rochas vulcanoclásticas epiclásticas.

As análises geoquímicas de ambas unidades apresentam rochas derivadas de magmas de composição ferrosa que, segundo Frost *et al.* (2001) corresponderia à dos granitos do tipo A, alcalinos ou álcali-cálcicos (Frost *et al.*, 2001; Foden *et al.*, 2015), o que estaria de acordo com as rochas que constam no mapa geológico da **Figura 5.3**, que seria a Suíte Intrusiva Maloquinha. Entretanto, magmas do tipo I muito evoluídos podem também apresentar essas características e as rochas em questão são de filiação cálcio-alcálica a álcali-cálcica, são peraluminosos e a sua mineralogia é também típica de rochas cálcio-alcálicas do tipo I. O caráter tipicamente peraluminoso, também os distingue dos granitos ferrosos (do tipo A), que são metaluminosos com tendências peralcalinas a levemente metaluminosas, dentre outras características (Frost *et al.*, 2011; Foden *et al.*, 2015).

Apesar da grande semelhança geoquímica entre as duas unidades granitoides, como pode ser observado na **Figura 7.2** e **7.3**, quando analisado os elementos terras raras, nota-se uma grande diferença entre as rochas das duas unidades. Ambos conjuntos apresentam anomalias negativas de Eu, indicando forte fracionamento de plagioclásio, mas os Granitos I foram gerados por magmas mais evoluídos.

A rochas da unidade Granito I, apresentam alterações hidrotermais em diferentes intensidades, sendo uma moderada e outra fraca a incipiente, porém os dados geoquímicos de ambas são muito semelhantes, mostrando que apesar da grande diferença na alteração hidrotermal entre elas, a composição geral da rocha não se alterou muito.

A unidade Granodiorito, que petrograficamente foi associada à Suíte Intrusiva Creporizão, apresenta características geoquímicas muito semelhantes às da unidade Granito II, tanto quando aos elementos maiores e menores, quanto aos terras raras. Esses

dados caracterizaram as rochas como sendo de composição granítica, e não granodiorítica, como haviam sido classificadas petrograficamente, porém isso pode decorrer da forte alteração hidrotermal sofrida, relativamente à pouca alteração verificada nas rochas da unidade Granito II.

Isso também ocorreu na unidade Tufos Dacíticos a Andesíticos, que geoquimicamente apresentam composição riolítica, assim como a unidade Pórfiro Riolítico. Quando comparada as duas unidades, petrograficamente apresentam características muito distintas, não podendo ser definidas em um mesmo litotipo, porém a análise geoquímica de elementos maiores classificam as com composição muito semelhantes. Assim, uma característica importante nas rochas da região, é o metassomatismo potássico, que faz com que rochas de composição mais primitiva adquiram características de rochas mais evoluídas, devido ao enriquecimento notável de potássio e de silício.

Quando comparado os dados de elementos terras raras, todas rochas apresentam um mesmo padrão, com enriquecimento em ETRs leves e com fortes anomalias negativas de Eu. Porém as ETRs pesadas mostram-se mais concentradas nos pórfiros riolíticos. Apesar dessas diferenças, ambas unidades podem ter derivados de um mesmo magma.

A unidade Vulcanoclástica Epiclástica, apesar de associada ao Grupo Iriri, assim como os Tufos Dacíticos e Andesíticos, não apresentam geoquímica semelhante à das demais rochas, o que pode ser devido aos processos de formação por atividade explosiva, que podem resultar em segregação de materiais, com a fração mais fina sendo carregada pelo vento ou por incorporação de materiais das rochas encaixantes, ou até mesmo devido à intensa alteração hidrotermal que afetou essas rochas (**Fig. 7.2**). Mesmo assim, o comportamento dos elementos terras raras das rochas dessa unidade assemelham-se com os da unidade Tufo Dacítico a Andesítico, sugerindo co-geneticidade magmática. Alterações químicas ainda mais intensas podem ser esperadas nas vulcanoclásticas epiclásticas, devido ao retrabalhamento no ambiente sedimentar.

No conjunto, observa-se que os dados obtidos nesse trabalho não coincidem com o esperável nas unidades constantes do mapa geológico, indicando que a geologia da área é mais complexa do que é apresentado no mapa da **Figura 5.3**, o que merece estudos mais detalhados, notadamente para distinção entre as rochas cálcio-alcálicas do tipo I das alcálicas ou álcali-cálcicas do tipo I, e da influência das alterações hidrotermais na mineralogia e na química das rochas, que podem conferir às rochas características muito distintas daquelas formadas pela consolidação do magma.

As alterações hidrotermais observadas são semelhantes em todas as rochas e têm características que podem ser associadas geneticamente a sistemas hidrotermais formados por fluidos liberados durante a cristalização de magmas, ou seja, a sistemas magmáticos–

hidrotermais. Notam-se nas rochas metassomatismo potássico inicial em intensidade variável (talvez com alguma contribuição de metassomatismo sódico em uma das amostras de granito), com formação de feldspato potássico e biotita, por vezes com quartzo e minerais opacos associados. Esse evento afetou tanto as rochas de cristalização em ambiente crustal profundo, como os granitos e os granodioritos, como os pórfiros e os tufos, o que sugere que as intrusões dos pórfiros numa crosta com níveis crustais mais profundos expostos pela erosão, com vulcanismo associado, seriam os responsáveis pelas alterações hidrotermais. Assim, pode ser deduzido que essa alteração se relaciona geneticamente com as intrusões dos pórfiros e os fluidos deles derivados afetaram as rochas hospedeiras em diferentes intensidades, assim como o próprio pórfiro e, em parte, as rochas supracrustais, notadamente os tufos. Como parte dos granitos são de cristalização profunda, pode ser também interpretado que houve a ascensão e erosão de níveis crustais mais rasos antes da colocação dos magmas que geraram os granitos granofíricos, os pórfiros e as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

As análises de química mineral por microsonda eletrônica nos feldspatos indicam que as rochas foram fortemente transformadas pelas alterações hidrotermais, mas ainda assim se notam restos de plagioclásio andesítico, típico de rochas cálcio-alcálicas mais primitivas (**Fig. 7.6**). O feldspato potássico apresenta composição de ortoclásio a sanidina, mas predominando o ortoclásio, devido ao metassomatismo potássico que as afetou. Esse metassomatismo também tem reflexo no plagioclásio, uma vez que todos apresentam, mesmo que em pequena quantidade, potássio. É possível observar também grande tendência de composição albitica a oligoclásica no plagioclásio ígneo, assim como as bordas albiticas derivadas da cristalização fracionada do magma e as exsoluções de albite na perthite. Entretanto, teores de potássio relativamente altos e variados no plagioclásio são devidos ao metassomatismo potássico.

Seguiu-se a esse evento um estágio de alteração sericitica que pode ser muito intensa, tanto nas hospedeiras graníticas/granodioríticas, como nos pórfiros, tufos e vulcanoclásticas epiclásticas, o que indica um ambiente de formação subvulcânico até epitermal, como sintetizado por Sillitoe (2010). Em diversas das amostras, restos de alteração propilítica e vênulas hidrotermais com paragênese típicas das alterações propilíticas sugerem que a alteração sericitica se superimpôs as zonas propilitizadas, que nos sistemas dos tipos pórfiro e epitermal constituem os halos externos da alteração. As vênulas tardias, nesse caso, se associariam ao resfriamento e ao colapso da pluma hidrotermal, o que faz com que fluidos neutros mais frios adentrem às zonas hidrotermais formadas em temperaturas mais altas (Corbett, 2002; Sillitoe, 2010).

A cloritização tardia observada em quase todas as amostras pode estar também associada a esse estágio da evolução do sistema hidrotermal. Como reflexo dessa alteração

os anfibólitos da unidade Granito II demonstram grande variação composicional, estando presentes anfibólitos cálcicos, como hastingsita, a ferro-magnesianos, como grunerita e cummingtonita (**Tabela 7.1**).

Nas porções superiores do sistema, acima dos pórfiros, as vulcânicas e vulcanoclásticas sofreram forte brechação hidrotermal e foram fortemente sericitizadas, silicificadas e argilizadas, o que parece estar em acordo com o modelo proposto por Corbett (2002), Pirajno (2009) e Sillitoe (2010). A caracterização das micas brancas, por MEV e por difração de raios X, confirmou a existência de sistemas epitermais *high-sulfidation*, caracterizando não só pirofilita (zona de alteração argílica avançada), como era esperado devido as texturas da argila e associação com rutilo, mas também alunita e svanbergita. A svanbergita é um fosfato-sulfato aluminoso que normalmente ocorre associado a alunita na alteração argílica avançada em depósitos epitermais *high-sulfidation*, formado pela substituição da apatita ígnea, como encontrado na região de *Valence Mountains* (Bajnóczi *et al.*, 2004) e no depósito de cobre pórfiro Asarel na porção central da Srednogorie (Hikov e Daieva, 2007; Hikov *et al.*, 2010; 2011), ambos na Hungria.

O microclínio identificado por DRX e por MSE em vênulas delgadas de quartzo e sericita, em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intensamente hidrotermalizadas mostram relíquias de hábito pseudo-ortorrômbico, o que sugere fortemente tratar-se de adularia, numa associação mineralógica que caracterizaria uma alteração hidrotermal do tipo *low-sulfidation* (Corbett, 2002; Pirajno, 2009). Essa mineralogia, juntamente com a hematita e o *vuggy silica* confirmam que parte dos sistemas encontrados na área são epitermais *high- e low-sulfidation*, o que pode representar diferentes estágios evolutivos dos sistemas epitermais, ou diferentes sistemas hidrotermais, vinculados com diferentes intrusões de magmas de distintos estágios de oxidação.

Nesse sentido, deve ser destacado que fluidos capazes de formarem mineralizações *high-sulfidation* podem ser neutralizados pela sua interação com as rochas encaixantes, resultando em mineralizações *low- ou intermediate-sulfidation* (Corbett, 2002; Pirajno, 2009). Esses fluidos tipicamente se associam com magmas cálcio-alcálicos de arcos magmáticos continentais ou insulares, enquanto que os fluidos tipicamente derivados de magmas do tipo A, intraplaca, geram apenas sistemas epitermais *low-sulfidation*. A associação dessas alterações hidrotermais com rochas mapeadas como da Suíte Intrusiva Maloquinha, assim com já discutido em relação às suas características petrográficas e geoquímica, parece ser imprópria, sendo mais coerente considerar que os magmas que geram essa unidade foram, de fato, cálcio-alcálicos.

Esses aspectos se revestem de grande importância para os trabalhos de exploração mineral na província, pois sistemas hidrotermais *low-sulfidation* possuem apenas mineralizações de ouro e de prata, enquanto que os *high-sulfidation* estão vinculados

geneticamente com a formação de pórfiros de metais de base em profundidade, notadamente de cobre, cobre e ouro e cobre e molibdênio (Corbett, 2002; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

9 CONCLUSÕES

Os diversos litotipos presentes definem uma complexidade geológica muito maior do que a definida até o presente momento para a região, seja no que tange ao tipo de rocha ou ambiente geológico de formação.

Apesar da grande diversidade de rochas encontradas, muitas apresentam correlação geoquímica ou petrográfica, mesmo apresentando texturas distintas. Essa semelhança ocorre devido ao fato dessas rochas apresentarem fontes magmáticas semelhantes, formadas em um complexo sistema geológico, formando rochas plutônicas, sub-vulcânicas e vulcânicas.

As alterações hidrotermais estão associadas as rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas, vulcanoclásticas, vulcanoclásticas epiclásticas e pórfiros, que se encontram dispostas em uma grande área. Essas alterações apresentam mineralogia, estilos e zonamentos muito semelhantes aos presentes em típicos sistemas epitermais *low- e high-sulfidation* e do tipo pórfiro paleozoicos a cenozoicos, incluindo metassomatismo potássico, metassomatismo sódico, alteração sericítica, cloritização, alteração argílica e argílica avançada, alteração propilítica os quais são indicativos de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro na área.

O metassomatismo potássico é o mais abrangente e afeta todas as rochas encontradas na área, seja ela vulcânica ou plutônica, de modo pervasivo em intensidade que variam de fraca a forte. Isso também ocorre com a sericitização, que afeta principalmente os feldspatos em todas as amostras, mas é encontrada de modo fissural em algumas amostras. A cloritização é sempre seletivamente pervasiva, e afeta as biotitas e/ou anfibólios presentes. Alteração propilítica é encontrada na unidade Tufos dacíticos a andesíticos e na unidade Pórfiro Riolito, porém na primeira é vista somente de modo fissural, enquanto na segunda ocorre de modo pervasivo. Os granodioritos são as únicas rochas afetadas, provavelmente, pelo metassomatismo sódico, porém ele ocorre de modo fraco. A hematitização e a carbonatização tardia são mais restritas. A primeira ocorre somente nos tufos e nas vulcanoclásticas epiclásticas, e a segunda nos pórfiros riolíticos, A unidade Granodiorito e a unidade Vulcanoclásticas epiclástica foram afetadas por uma argilização forte, porém somente nas vulcanoclásticas se observam alterações argílicas avançadas.

Mineralizações epitermais, juntamente com o ambiente tectônico de margem continental ativa, com presença de magmatismo cálcio-alcálico, brechas hidrotermais, zonas de *stockworks* e abundantes intrusões de pórfiros relacionados com a origem de sistemas hidrotermais epitermais *low-* e *high-sulfidation* na área de Tapajós, indicam um potencial metalogenético que atualmente conta com apenas pequenas explorações de ouro. Isso deve-se ao fato desses sistemas epitermais se relacionarem geneticamente com pórfiros, não apenas de ouro, mas também de metais de base, notadamente de cobre e molibdênio, os quais se vinculam com as mineralizações *high-sulfidation* (Corbett, 2002; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010). Assim, a presença dessas mineralizações sugere haver potencial para ocorrência de mineralizações epitermais de metais preciosos, bem como de depósitos de grande porte do tipo pórfiro, de alto volume de de baixo teor, de Cu–Au e de Cu–Mo–(Au) nas suítes de rochas cálcio-alcálicas, além de ouro–cobre, zinco, chumbo e prata, nas suítes de rochas formadas por magmas do tipo I altamente evoluídos (álcali-cálcicos ou shoshoníticos) ou do tipo A, mais tardio e fissural.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguja-Bocanegra, M.A.A. (2013). *Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Almeida, C.A.S., Collyer, T.A., Pereira, J.L., Seabra, A.S., Furtado, A.M.M., Soubés, L.F. (1977). *Relatório final de reconhecimento. Projeto Santarém–Cachimbo. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônico/Pólo Tapajós*. Convênio SUDAM/IDESP.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro A.S., Popini M.V.F., Dreher A.M. (1998). Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário na Folha Vila Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 148, Belo Horizonte: SBG.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21–V–D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília [CD-ROM].
- Andrade, A.F., Santiago, A.F., Melo, C.F., Bizinella, G.A., Moreira, H.L., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R., Moura, P.A., Lopes, R. da C., Rosa Filho, S.F., Neves, S.A.C., Prazeres, W.V. (1978). *Projeto Tapajós–Sucunduri*. Manaus, DNPM/CPRM, 3 v. (Relatório Técnico da DGM, 2747).
- Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21–X–C) Estado do Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília [CDROM].
- Bajnóczi, B., Seres-Hartai, É., Molnár, F., Nagy, G. (2004). Phosphate-bearing minerals in advanced argillic alteration zones of high-sulfidation ore deposits in the Carpathian Pannonian Region. *Acta Mineralogical-Petrographica Szeged*, 45(1), 85-92.
- Boone, G.M. (1969). Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Scienc.*, 267, 633–668.
- Brito, M.F.L., Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S., Popini, M.V.F. (1997). Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha – registro de magmatismo

- tipo A na Província do Tapajós. *VI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 847–851, Salvador: SBG.
- Brito, M.F.L., Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. (1999). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon craton – Brazil. *II South American Symposium on Isotope Geology*, 40–43, Buenos Aires, Actas.
- Cassini L., Juliani C., Gómez-Gutiérrez D.F. Hydrothermal alteration and gold mineralization of the Patrocínio area - Tapajós Mineral Province In: *Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Castro, A.A. (2015). *Gênese do depósito de ouro Tocantinzinho, Província Aurífera Tapajós (PA): evidências a partir de dados de geologia, petrologia e inclusões fluidas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 138 p.
- Corbett, G. (2002). Epithermal gold for explorationists. *AIG Journal – Applied geoscientific practice and research in Australia*, Paper 2002, p. 1-26.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1967). *Rock forming Minerals*. London, Longman, 5th. Ed., 5 v.
- Echeverri-Misas, C.M. (2010). *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Echeverri-Misas, C.M. (2015). *Geologia e alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Echeverri-Misas C.M., Juliani C., Aguja-Bocanegra M.A., Monteiro L.V.S., Tokashiki C., Fernandes C.M., Gómez-Gutiérrez D.F. 2015. Mineralizações high- e low sulfidation e do tipo pórfiro na porção sul da Província Mineral do Tapajós. In: *Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Ferreira, A.L., Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Monteiro, M.A.S. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21–Y–B), Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Manaus [CD-ROM].
- Fisher, R.V., Schminke, H.U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Berlin, Springer-Verlag.
- Foden, J., Sossi, P.A., Wawryk, C.M. (2015). Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite. *Lithos*, 212–215, 32–44.
- Forman, J.H.A., Nardi, J.I.S., Marques, J.P.M., Lima, M.I.C. (1972). *Pesquisa mineral no Iri/I-Curuá*. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Gómez-Gutiérrez D.F. 2015. Petrogênese e metalogenia do vulcanismo félsico na porção sul da Província Mineral do Tapajós. 150p. Exame de qualificação de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gómez-Gutiérrez D.F., Juliani C., Cassini L. 2015a. Petrografia e geoquímica das vulcânicas félsicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In: *Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Gómez-Gutiérrez D.F., Juliani C., Cassini L. 2015b. Minerais de alteração hidrotermal em sistemas epitermais associados ao vulcanismo Paleoproterozoico na Província Mineral do Tapajós. In: *Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.

- Hart, C.J.R. (2007). *Reduced intrusion-related gold systems*. In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95–112.
- Henley, R.W., Ellis, A.J. (1983). Geothermal systems, ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*, 19, 1–50.
- Hikov, A., Daieva, L. (2007). Trace elements in hydrothermally altered rocks from Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogie. *Proceedings of National Conference, Geosciences 2007*, 78-79.
- Hikov, A., Lerouge, C., Velinova, N. (2010). Geochemistry of alunite group minerals in advanced argillic alteres rocks from the Aserel porphyry copper deposit, Central Srednogie. *Review of the Bulgarian Geological Society*, 71(1-3), 133-148.
- Hikov, A., Velinova, N., Georgieva, S., Kunov, A. (2011). Aluminium-phosphate-sulphate (APS) minerals in Bulgaria: characteristics and possibility for preservation. In: V Intern. Symp. "Mineral Diversity Research and Preservation", 9-15 October 2009, Sofia, Working papers, 37-48.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J. (1984). Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society*, 141, 453–472.
- IMA-CNMNC. (2013a). New minerals and nomenclature modifications approved in 2012 and 2013. Dezembro 2012. *Mineralogical Magazine* 77, 1–12.
- IMA-CNMNC. (2013b). New minerals and nomenclature modifications approved in 2012 and 2013. Março 2013. *Mineralogical Magazine* 77, 1–12.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology*, 47, 1255–1259
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R., Alcover Neto, A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brasil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215, 95–125.
- Juliani, C., Carneiro, C. de C., Carreiro-Araújo, S.A., Fernandes, C.M.D., Monteiro L.V., Crósta A.P. (2013). Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém [CD-ROM].
- Juliani, C., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Villas, R.N., Echeverri-Misas, C.M., Santiago, E. S.B., Monteiro, L.V.S., Carneiro, C.C., Fernandes, C.M.D., Usero, G. (2014a). Metalogenia da Província Tapajós. In: Silva M.G.; Jost H.; Kuyumajian R.M. (Org.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras* (v. 1, 51–90). Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Juliani, C., Carneiro, C. de C., Fernandes, C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Carreiro-Araújo, S. A., Echeverri-Misas, C.M., Tokashiki, C. do C., Aguja-Bocanegra, M. A. (2014b). Arcos magmáticos continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador [CD-ROM].
- Juliani C., Fernandes C.M., Monteiro L.V.S. Características da subducção, paleoclima e

- eventos erosivos Paleoproterozoicos (2,1 - 1,88 ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do cráton amazônico In: Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Juras, S., Gregersen, S., Alexander, R. (2011). Eldorado Gold Corporation - Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil (http://www.eldoradogold.com/files/doc_downloads/Reports/Tocantinzinho_Technical_Report_-_May_2011.pdf).
- Klein, E.L., Vasquez, M.L. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, [CDROM].
- Lang, J.R., Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36, 477-489.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4), 189-223.
- Locock, A.J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computer & Geosciences*, 62, 1-11.
- Mackenzie, W., Donaldson, C.H., Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures*. New York: John Wiley & Sons Inc.
- Meyer, C., Henley, J.J. (1967). Wall rock alteration, In: Barnes, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York: Holt Rinehart & Winston.
- McPhie, J., Allen, R., Doyle, M. (1993). *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania: Hobart, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Middlemost, A.K. (1994). Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Peregovich, B., Mathias, A., Gomes, R.S.S. (2008). Transition from small-scale artisanal gold mining to large-scale corporate mining in the Tapajós Mineral Province, Brazil. *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, p. 188. Curitiba: SBG.
- Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Andrade A., Nascimento, J.O., Santos, J.O., Oliveira, J.R., Lopes, R.C., Prazeres, W.V. (1977). *Projeto Jamanxim*. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus.
- Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. New York: Springer-Verlag.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. New York: Springer-Verlag.
- Plank, T., Langmuir, C.H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C, Klein, E.L., Vasquez, M.L., Almeida, M.E., Ricci, P.S.F., Monteiro, M.A.S. (1999). As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PTM) e possibilidades de mineralizações associadas. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, 567-569. Manaus.
- Ramgrab, G.E., Santos, J.O.S. (1974). O Grupo Uatumã. *XXVIII Congresso Brasileiro de*

- Geologia*, 87–94. Porto Alegre: SBG.
- Rodrigues, J.L.B., Braga, J.B.P., Oliveira, R.A.F. de, Danin, T.S. (2008). Tapajós Mineral: um novo ciclo de oportunidade e domínios. *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 187. Curitiba: SBG.
- Santos, J.O.S. (1984). Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 4535–4538. Rio de Janeiro: SBG.
- Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon craton bases on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3, 453–488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., Mcnaughton, N.J. (2001). Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36, 279–299.
- Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.O., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. (2004). 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*, 131, 73–109.
- Santiago, É.S.B., Villas, R.N.N., Ocampo, R.C. (2013). The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 185-208.
- Sillitoe, R. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22, 174–182.
- Taylor R.P. & Fryer B.J. (1983). Rare earth lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *Bulletin of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 76:74-84.
- Tokashiki, C. do C. (2015). Mineralizações *low-* e *intermediate-sulfidation* de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozóicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Tokashiki, C. do C., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Aguja-Bocanegra, M.A., Arrais, L.B. (2014). Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de Sistemas epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* do Depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador. [CD-ROM].
- Tokashiki, C. do C., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Aguja-Bocanegra, M.A., Arrais, L.B. (2015). Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). *Livro Contribuições da Geologia da Amazônia*, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Tokashiki C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja-Bocanegra M.A., Arrais B.L. 2015. Mineralizações de ouro e metais de base hospedadas em domos de riolito na região de Novo Progresso (PA) In: Anais 14º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Tröger, W.E. (1979). *Optical determination of rock-forming minerals*. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santo, A. dos, Ricci, P.S.F., Sachtet, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B. (1999). Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, p. 471–474. Manaus.

- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21–ZC)*. Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília [CD–ROM].
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L. T. (2008). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Parána Escala de 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRM/CIAMA–PA.
- Villas, R.N.N., Santiago, É.S.B., Castilho, M.P. (2013) Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós–Parima. *Geologia USP, Série Científica*, 13(1), 111-138.

Apêndice I

Dados Geoquímicos

Anexo I
Dados Geoquímicos

	NP-236	NP-239	NP-245	NP-247	NP-255B	NP-258B	NP-259	NP-266A	NP-269B	NP-272C	NP-275	NP-276A	NP-277
SiO ₂	74,92	71,50	77,11	75,98	74,66	72,68	75,69	64,14	70,55	69,67	70,36	69,06	69,19
Al ₂ O ₃	12,69	13,46	11,80	12,28	13,05	13,30	12,16	17,07	14,93	14,56	13,74	15,72	15,16
Fe ₂ O _{3T}	1,14	2,71	0,87	1,02	1,33	1,99	1,26	3,67	1,81	2,42	2,25	2,12	2,15
CaO	0,78	0,24	0,18	0,32	0,87	1,22	0,42	2,19	0,21	1,16	1,46	0,23	1,09
MgO	0,13	0,20	0,11	0,15	0,16	0,27	0,08	1,33	0,19	0,41	0,32	0,15	0,44
Na ₂ O	3,53	3,28	2,58	3,26	3,78	3,32	2,91	5,71	4,44	3,67	3,29	4,05	4,49
K ₂ O	4,89	5,42	5,28	5,10	4,55	5,20	5,83	3,26	4,47	6,15	5,25	5,26	5,32
MnO	0,04	0,10	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,09	0,02	0,06	0,06	0,08	0,07
TiO ₂	0,13	0,43	0,19	0,31	0,17	0,34	0,24	0,64	0,35	0,54	0,33	0,32	0,29
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,02	0,03	0,04	0,07	0,02	0,25	0,03	0,08	0,07	0,05	0,07
Cr ₂ O ₃	<0,001	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Ba	0,03	0,11	0,02	0,02	0,04	0,11	0,02	0,20	0,09	0,20	0,11	0,11	0,11
Ba	286	1155	192	252	369	1001	181	1988	859	1974	971	1070	1073
Be	7	5	2	2	7	3	4	3	1	2	3	2	4
Co	100,4	37,6	108,5	73,2	60,4	66,1	70,1	20,1	45,5	31,9	46,2	46,3	26,5
Cs	7,0	2,0	2,8	2,1	9,9	5,0	6,8	2,1	0,8	1,5	4,7	1,8	1,7
Ga	17,7	17,7	14,1	15,4	18,3	15,1	15,8	19,5	13,6	18,4	16,6	16,9	17,9
Hf	4,7	9,4	4,4	3,9	6,0	6,0	7,3	5,6	7,8	8,4	5,9	7,4	7,5
Nb	22,1	16,2	16,3	13,4	25,0	13,3	19,7	9,9	15,9	14,3	14,1	12,5	12,9
Rb	413,0	195,7	253,6	206,3	400,6	207,5	316,8	88,0	144,9	170,2	237,8	146,9	156,2
Sn	5	2	2	2	2	2	3	1	2	2	2	2	<1
Sr	73,5	68,8	46,2	68,1	82,5	167,0	38,6	919,3	170,8	290,4	158,4	210,0	271,1
Ta	5,1	2,1	3,7	2,5	5,6	2,4	3,5	1,2	1,4	1,9	2,0	1,2	1,7
Th	40,4	19,6	28,3	16,7	39,8	19,0	37,6	9,7	22,5	14,5	28,0	15,9	15,6
U	14,0	5,7	4,5	3,3	9,8	5,4	9,6	2,3	4,2	3,4	5,3	3,8	3,9
V	<8	16	<8	15	<8	11	<8	50	11	10	15	17	18
W	1043,8	381,7	1115,2	750,6	636,0	633,4	744,9	241,1	162,7	370,4	539,7	240,4	305,0
Zr	119,0	348,4	111,5	105,5	136,9	206,8	213,3	236,5	265,5	330,9	199,3	294,8	306,9

Anexo II
Dados Microssonda

Anfibólios

No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	ZnO	F	Na ₂ O	MgO	Comentário	Espécie
1	55.01	37.28	2.69	0.03	0.01	0.66	1.87	1.06	0.02	0.00	0.26	1.09	NP-255B	Ferro-tschermaquita
2	58.24	28.00	6.39	0.08	0.00	1.90	2.35	1.10	0.24	0.05	0.33	1.32	NP-255B	Ferro-tschermaquita
3	53.74	28.00	13.79	0.05	0.03	0.73	1.14	1.05	0.14	0.00	0.10	1.24	NP-255B	Grunerita
4	37.42	14.59	28.50	0.71	0.16	9.64	0.04	3.82	0.09	0.00	0.09	4.95	NP-255B	Potássio-grunerita rica em titânio
5	36.59	14.94	29.01	0.74	0.14	9.68	0.06	4.04	0.11	0.00	0.06	4.64	NP-255B	Potássio-grunerita rica em titânio
6	37.44	16.54	26.80	0.68	0.14	9.80	0.04	3.93	0.06	0.02	0.06	4.48	NP-255B	Potássio-grunerita rica em titânio
7	45.77	8.63	37.71	0.14	0.00	0.68	1.46	4.56	0.24	0.00	0.13	0.68	NP-255B	Grunerita
8	45.47	4.55	39.13	0.00	0.17	0.02	1.80	8.59	0.00	0.00	0.00	0.28	NP-255B	Grunerita
9	51.76	7.17	30.18	0.07	0.05	0.57	1.78	7.53	0.30	0.00	0.00	0.58	NP-255B	Grunerita
1	46.73	6.75	22.43	0.79	0.12	0.99	10.70	1.02	0.09	0.00	1.94	8.43	NP-258B	Ferro-pargasita
2	45.07	7.99	23.37	0.85	0.17	1.05	10.37	1.47	0.05	0.01	2.09	7.51	NP-258B	Hastingsita
3	42.63	9.11	27.02	0.85	0.33	1.37	10.61	1.22	0.03	0.00	1.89	4.93	NP-258B	Ferro-pargasita
4	38.81	28.51	9.79	0.43	0.00	0.00	22.34	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03	NP-258B	Ferro-sadanagaita
5	27.95	22.89	39.50	1.05	0.00	0.06	0.12	0.05	0.36	0.00	0.02	7.99	NP-258B	Cummingtonita
6	28.87	20.96	39.73	0.77	0.00	0.07	0.05	0.09	0.17	0.00	0.03	9.25	NP-258B	Cummingtonita
7	12.33	2.52	3.28	0.13	0.03	0.18	0.79	80.13	0.35	0.01	0.13	0.11	NP-258B	Ferro-rootname4
8	12.61	2.45	3.48	0.13	0.07	0.19	0.79	79.72	0.30	0.00	0.15	0.11	NP-258B	Ferro-barroisita
9	21.13	16.13	36.88	2.23	0.04	0.01	2.17	15.39	0.07	0.01	0.03	5.92	NP-258B	Grunerita
10	0.09	0.05	0.25	0.00	0.04	0.02	99.34	0.00	0.00	0.20	0.01	0.00	NP-258B	Ferro-edenita
11	31.05	20.15	34.95	0.63	0.04	0.16	0.11	0.28	0.04	0.00	0.03	12.55	NP-258B	Cummingtonita
12	28.35	22.79	38.23	0.76	0.01	0.02	0.05	0.18	0.06	0.00	0.03	9.52	NP-258B	Cummingtonita

Micas

No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	BaO	F	Na ₂ O	MgO	Comentário
1	35.83	23.01	24.86	1.47	0.24	0.02	0.56	0.23	0.07	0.01	0.02	0.11	13.56	NP-245 Bt
2	36.00	23.38	24.68	1.39	0.24	0.02	0.86	0.23	0.12	0.00	0.01	0.08	13.00	NP-245 Bt
3	39.11	19.72	21.99	1.42	0.34	0.02	2.60	0.43	0.04	0.00	0.00	0.18	14.15	NP-245 Bt
4	40.39	20.02	18.93	1.12	0.35	0.00	2.53	0.42	0.03	0.00	0.00	0.19	16.02	NP-245 Bt
5	37.50	22.79	22.21	1.30	0.26	0.00	0.37	0.18	0.16	0.00	0.00	0.07	15.16	NP-245 Bt
7	39.28	22.55	21.70	1.14	0.27	0.01	1.21	0.16	0.04	0.00	0.00	0.07	13.56	NP-245 Bt
8	40.27	26.16	19.24	0.88	0.29	0.00	3.50	0.14	0.19	0.00	0.00	0.09	9.23	NP-245 Bt
9	37.58	22.29	22.28	1.45	0.26	0.02	0.89	0.24	0.13	0.00	0.02	0.08	14.75	NP-245 Bt
10	39.31	21.87	21.24	1.37	0.24	0.00	0.93	0.33	0.04	0.00	0.00	0.08	14.59	NP-245 Bt
11	29.36	23.56	27.49	2.84	0.30	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	16.37	NP-245 Bt
12	38.98	21.57	21.76	1.29	0.27	0.00	0.58	0.32	0.02	0.03	0.00	0.12	15.06	NP-245 Bt
13	39.62	24.44	18.14	1.19	0.33	0.02	0.90	0.28	0.18	0.00	0.00	0.13	14.76	NP-245 Bt
14	39.04	23.58	18.41	1.28	0.39	0.00	1.27	0.22	0.06	0.00	0.00	0.15	15.59	NP-245 Bt
15	38.54	24.04	21.45	1.33	0.28	0.00	1.34	0.16	0.03	0.02	0.00	0.07	12.75	NP-245 Bt
16	37.85	24.17	22.12	1.43	0.32	0.00	0.84	0.12	0.05	0.02	0.02	0.09	12.97	NP-245 Bt
17	36.19	25.16	23.39	1.70	0.29	0.00	0.58	0.02	0.02	0.05	0.00	0.06	12.56	NP-245 Bt
19	36.35	23.09	22.74	1.51	0.28	0.00	0.67	0.11	0.00	0.06	0.00	0.05	15.14	NP-245 Bt
20	40.90	26.07	17.59	1.09	0.16	0.01	1.81	0.13	0.44	0.03	0.00	0.11	11.66	NP-245 Bt
21	35.41	24.47	25.45	1.56	0.27	0.03	0.90	0.10	0.25	0.02	0.00	0.07	11.48	NP-245 Bt
1	33.04	22.16	28.21	1.63	0.20	0.01	0.27	0.16	0.11	0.00	0.00	0.08	14.14	NP-245 Chl
2	31.05	23.58	29.28	1.87	0.23	0.00	0.10	0.14	0.03	0.00	0.01	0.02	13.68	NP-245 Chl
3	30.46	24.36	28.15	2.10	0.18	0.01	0.08	0.06	0.00	0.05	0.00	0.03	14.53	NP-245 Chl
4	34.25	25.34	24.49	1.68	0.20	0.01	0.23	0.12	0.05	0.00	0.00	0.04	13.58	NP-245 Chl
5	30.75	25.00	26.37	2.13	0.25	0.02	0.11	0.05	0.08	0.00	0.00	0.03	15.23	NP-245 Chl
6	37.34	25.78	20.27	1.49	0.28	0.01	0.39	0.12	0.06	0.00	0.00	0.06	14.19	NP-245 Chl
7	28.86	24.29	27.08	3.22	0.34	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	16.13	NP-245 Chl

8	29.24	23.65	28.56	2.48	0.24	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	15.64	NP-245 Chl
9	36.79	23.26	22.32	1.48	0.27	0.01	0.75	0.13	0.13	0.05	0.02	0.00	0.13	0.00	0.09	14.83	NP-245 Chl
10	34.23	23.82	24.34	1.87	0.26	0.00	0.33	0.10	0.10	0.06	0.03	0.00	0.10	0.00	0.06	14.92	NP-245 Chl
11	29.04	23.70	28.09	2.57	0.24	0.02	0.02	0.08	0.08	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	16.18	NP-245 Chl
12	34.08	25.30	23.94	1.81	0.23	0.00	0.22	0.11	0.11	0.09	0.02	0.01	0.11	0.01	0.04	14.15	NP-245 Chl
13	36.51	21.97	21.71	1.51	0.26	0.00	1.18	0.29	0.29	0.11	0.00	0.01	0.27	0.01	0.17	16.30	NP-245 Chl
14	36.15	22.87	22.07	1.44	0.27	0.00	0.45	0.27	0.27	0.02	0.05	0.01	0.27	0.01	0.11	16.30	NP-245 Chl
15	30.00	22.95	27.66	2.22	0.22	0.02	0.06	0.06	0.06	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	16.70	NP-245 Chl
16	36.85	22.25	21.41	1.46	0.30	0.00	0.57	0.23	0.23	0.07	0.04	0.00	0.23	0.00	0.10	16.72	NP-245 Chl
6	49.68	32.60	3.94	0.06	0.01	0.01	11.70	0.03	0.03	0.14	0.00	0.01	0.03	0.01	0.11	1.71	NP-245 Ms
18	35.65	25.98	23.58	1.74	0.21	0.00	0.56	0.09	0.09	0.05	0.03	0.00	0.09	0.00	0.07	12.04	NP-245 Ms
22	49.75	32.98	3.77	0.07	0.01	0.00	11.47	0.03	0.03	0.16	0.03	0.00	0.03	0.00	0.13	1.59	NP-245 Ms
23	49.79	32.65	4.08	0.02	0.03	0.00	11.82	0.02	0.02	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00	0.14	1.39	NP-245 Ms
1	34.50	19.33	33.58	0.59	0.13	0.02	3.93	0.23	0.23	0.00	0.07	0.00	0.23	0.00	0.20	7.43	NP-247 Bt
2	31.37	23.89	31.89	0.95	0.22	0.02	1.96	0.03	0.03	0.06	0.03	0.00	0.03	0.00	0.14	9.44	NP-247 Bt
3	35.91	25.81	25.88	0.74	0.14	0.00	3.68	0.07	0.07	0.10	0.03	0.01	0.07	0.01	0.07	7.57	NP-247 Bt
5	35.48	23.25	30.03	0.74	0.18	0.03	2.35	0.24	0.24	0.07	0.01	0.01	0.24	0.01	0.20	7.39	NP-247 Bt
10	51.69	30.63	4.35	0.06	0.04	0.03	10.93	0.20	0.20	0.13	0.05	0.00	0.20	0.00	0.10	1.78	NP-247 Bt
11	30.31	16.68	32.35	0.00	0.04	0.71	8.19	7.99	7.99	2.52	0.06	0.25	7.99	0.25	0.15	0.74	NP-247 Bt
12	52.01	31.46	3.84	0.05	0.02	0.03	10.45	0.12	0.12	0.11	0.06	0.01	0.12	0.01	0.13	1.70	NP-247 Bt
13	10.87	2.56	72.92	0.00	0.00	0.72	0.45	6.97	6.97	4.77	0.44	0.20	6.97	0.20	0.00	0.11	NP-247 Bt
14	49.44	26.61	12.86	0.20	0.06	0.03	8.09	0.11	0.11	0.09	0.04	0.01	0.11	0.01	0.24	2.21	NP-247 Bt
16	40.85	26.42	19.96	0.56	0.12	0.00	5.34	0.08	0.08	0.10	0.02	0.00	0.08	0.00	0.05	6.51	NP-247 Bt
17	31.56	22.45	33.62	0.91	0.21	0.02	0.86	0.16	0.16	0.10	0.06	0.00	0.16	0.00	0.11	9.96	NP-247 Bt
18	41.51	21.19	26.60	0.78	0.32	0.00	0.42	0.47	0.47	0.08	0.07	0.00	0.47	0.00	0.10	8.45	NP-247 Bt
19	41.61	20.46	25.77	0.72	0.29	0.02	0.31	0.36	0.36	0.09	0.08	0.00	0.36	0.00	0.07	10.22	NP-247 Bt
21	31.18	23.74	32.23	0.99	0.18	0.02	1.33	0.09	0.09	0.00	0.01	0.01	0.09	0.01	0.11	10.11	NP-247 Bt
25	46.91	27.47	13.79	0.18	0.08	0.00	7.64	0.09	0.09	0.16	0.05	0.01	0.09	0.01	0.08	3.55	NP-247 Bt
1	33.36	23.66	26.55	0.95	0.22	0.01	1.56	0.08	0.08	0.05	0.01	0.00	0.08	0.00	0.13	13.41	NP-247 Chl
2	30.48	21.81	28.68	1.43	0.23	0.00	0.03	0.04	0.04	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	17.19	NP-247 Chl

3	29.61	22.45	32.15	1.10	0.18	0.00	0.11	0.03	0.05	0.00	0.03	0.07	0.03	0.07	14.23	NP-247 Chl
4	52.80	31.86	3.42	0.06	0.07	0.00	9.78	0.07	0.14	0.02	0.01	0.09	0.01	0.09	1.67	NP-247 Chl
5	46.97	28.92	10.54	0.24	0.06	0.00	9.41	0.05	0.24	0.05	0.00	0.11	0.00	0.11	3.41	NP-247 Chl
6	31.92	23.87	31.97	0.97	0.20	0.02	1.20	0.08	0.11	0.02	0.00	0.09	0.00	0.09	9.53	NP-247 Chl
7	29.74	23.19	35.02	1.00	0.16	0.00	0.91	0.03	0.10	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	9.80	NP-247 Chl
8	29.88	23.10	34.80	0.99	0.17	0.00	0.87	0.02	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	10.07	NP-247 Chl
9	27.63	22.04	37.79	1.20	0.15	0.00	0.01	0.03	0.58	0.00	0.02	0.07	0.00	0.07	10.47	NP-247 Chl
10	28.78	23.26	35.69	1.17	0.23	0.00	0.38	0.06	0.08	0.00	0.01	0.07	0.01	0.07	10.27	NP-247 Chl
11	28.25	21.17	37.97	1.23	0.20	0.00	0.06	0.08	0.28	0.00	0.00	0.11	0.00	0.11	10.66	NP-247 Chl
12	29.49	22.47	36.48	1.31	0.20	0.00	0.54	0.12	0.15	0.05	0.00	0.13	0.00	0.13	9.05	NP-247 Chl
13	28.66	21.95	37.88	1.24	0.20	0.02	0.07	0.04	0.15	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	9.76	NP-247 Chl
14	31.24	21.59	28.10	1.27	0.23	0.00	0.17	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	17.26	NP-247 Chl
15	33.13	21.15	27.71	1.12	0.24	0.04	0.53	0.16	0.13	0.02	0.01	0.08	0.01	0.08	15.68	NP-247 Chl
16	35.77	24.17	28.28	0.97	0.19	0.02	2.47	0.07	0.11	0.06	0.01	0.06	0.01	0.06	7.82	NP-247 Chl
17	30.15	22.00	36.97	1.01	0.22	0.05	1.43	0.08	0.20	0.07	0.00	0.10	0.00	0.10	7.73	NP-247 Chl
18	28.37	22.23	37.18	1.04	0.17	0.03	0.12	0.06	0.11	0.06	0.00	0.06	0.00	0.06	10.56	NP-247 Chl
19	28.12	22.12	37.67	0.99	0.16	0.01	0.12	0.03	0.09	0.00	0.00	0.07	0.00	0.07	10.64	NP-247 Chl
6	52.32	30.59	3.87	0.05	0.05	0.02	10.82	0.04	0.13	0.00	0.00	0.08	0.00	0.08	2.03	NP-247 Ms
7	52.16	30.65	3.61	0.03	0.06	0.00	11.18	0.02	0.04	0.02	0.02	0.11	0.02	0.11	2.11	NP-247 Ms
8	51.88	30.80	3.66	0.04	0.01	0.00	11.27	0.07	0.09	0.01	0.01	0.09	0.01	0.09	2.07	NP-247 Ms
9	52.33	30.32	4.11	0.05	0.02	0.00	10.86	0.06	0.11	0.00	0.01	0.05	0.01	0.05	2.08	NP-247 Ms
15	51.53	30.16	4.94	0.02	0.05	0.00	11.19	0.04	0.16	0.05	0.00	0.12	0.00	0.12	1.74	NP-247 Ms
23	49.90	30.09	4.89	0.10	0.02	0.01	11.99	0.03	0.27	0.04	0.00	0.14	0.00	0.14	2.53	NP-247 Ms
24	48.43	32.14	5.28	0.09	0.03	0.01	12.16	0.02	0.26	0.06	0.00	0.19	0.00	0.19	1.33	NP-247 Ms
26	52.81	33.88	1.73	0.03	0.02	0.02	9.87	0.04	0.02	0.07	0.00	0.15	0.00	0.15	1.35	NP-247 Ms
1	37.06	14.46	29.80	0.76	0.08	0.29	9.63	0.05	3.06	0.01	0.00	0.06	0.00	0.06	4.73	NP-255B Bt
2	37.38	13.98	28.88	0.80	0.08	0.19	10.04	0.04	3.21	0.05	0.00	0.10	0.00	0.10	5.26	NP-255B Bt
3	40.26	15.39	24.15	0.43	0.09	0.18	10.09	0.07	3.41	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	5.89	NP-255B Bt
4	39.16	19.60	29.44	0.56	0.12	0.00	4.54	0.31	0.49	0.11	0.02	0.09	0.02	0.09	5.56	NP-255B Bt
5	37.80	14.57	28.00	0.43	0.08	0.17	9.87	0.05	3.81	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	5.16	NP-255B Bt

6	36.63	14.60	29.83	0.70	0.09	0.17	9.73	0.00	3.49	0.02	0.01	0.07	4.66	NP-255B Bt
7	36.79	14.53	29.40	0.79	0.09	0.21	9.90	0.04	3.24	0.01	0.00	0.06	4.93	NP-255B Bt
8	40.89	20.04	28.08	0.38	0.15	0.00	2.64	0.44	0.16	0.18	0.00	0.10	6.94	NP-255B Bt
9	45.61	19.35	23.41	0.27	0.16	0.14	3.53	0.49	0.25	0.07	0.02	0.07	6.61	NP-255B Bt
10	40.96	21.14	26.21	0.42	0.05	0.00	3.28	0.25	0.27	0.10	0.00	0.03	7.27	NP-255B Bt
11	38.53	20.83	30.36	0.46	0.15	0.00	2.48	0.38	0.31	0.11	0.01	0.09	6.27	NP-255B Bt
12	39.09	22.55	28.23	0.55	0.08	0.02	2.77	0.30	0.33	0.07	0.00	0.09	5.93	NP-255B Bt
13	46.54	26.65	18.97	0.34	0.02	0.01	1.65	0.47	0.11	0.18	0.01	0.07	4.97	NP-255B Bt
14	44.38	24.80	20.37	0.30	0.07	0.00	2.03	0.71	0.19	0.27	0.01	0.13	6.74	NP-255B Bt
15	47.06	24.56	16.63	0.51	0.24	0.05	1.44	0.57	2.06	0.31	0.03	0.05	6.49	NP-255B Bt
16	36.54	14.53	29.91	0.74	0.10	0.20	9.87	0.03	3.27	0.01	0.00	0.08	4.73	NP-255B Bt
17	37.00	14.61	29.10	0.82	0.09	0.23	9.94	0.00	3.25	0.00	0.00	0.09	4.86	NP-255B Bt
18	37.22	14.54	28.99	0.62	0.06	0.25	10.03	0.02	3.19	0.07	0.00	0.06	4.95	NP-255B Bt
19	37.54	14.17	28.51	0.52	0.05	0.14	9.91	0.08	3.69	0.07	0.02	0.07	5.23	NP-255B Bt
20	37.18	13.99	29.16	0.81	0.07	0.16	9.99	0.02	3.16	0.16	0.00	0.08	5.21	NP-255B Bt
21	30.68	23.30	38.29	0.93	0.12	0.02	0.43	0.20	0.12	0.10	0.00	0.05	5.76	NP-255B Bt
22	37.75	13.60	28.75	0.79	0.08	0.19	10.12	0.00	3.02	0.04	0.00	0.03	5.61	NP-255B Bt
1	37.43	12.43	28.28	0.55	0.07	0.34	9.83	0.05	3.73	0.03	0.01	0.19	7.05	NP-258B Bt
2	37.82	12.49	27.77	0.52	0.08	0.32	9.93	0.05	3.69	0.06	0.01	0.11	7.14	NP-258B Bt
3	36.63	13.07	30.48	0.36	0.04	0.40	8.70	0.11	2.91	0.09	0.00	0.07	7.14	NP-258B Bt
4	36.21	12.86	31.33	0.40	0.08	0.36	8.50	0.15	2.78	0.13	0.01	0.06	7.13	NP-258B Bt
5	37.45	12.43	27.33	0.50	0.10	0.22	9.76	0.03	4.09	0.02	0.02	0.26	7.78	NP-258B Bt
6	37.87	12.73	27.40	0.48	0.11	0.32	9.66	0.00	3.55	0.08	0.01	0.06	7.74	NP-258B Bt
7	36.85	12.40	29.37	0.59	0.05	0.59	9.87	0.02	3.40	0.06	0.00	0.15	6.64	NP-258B Bt
8	37.32	12.52	28.04	0.55	0.07	0.37	9.84	0.02	3.84	0.03	0.01	0.16	7.23	NP-258B Bt
9	37.58	12.54	27.14	0.53	0.07	0.42	9.93	0.00	3.59	0.03	0.00	0.12	8.05	NP-258B Bt
10	37.50	12.64	27.55	0.57	0.06	0.29	9.73	0.01	3.84	0.00	0.01	0.18	7.64	NP-258B Bt
11	37.45	12.80	27.43	0.52	0.08	0.28	9.82	0.01	3.78	0.04	0.01	0.10	7.67	NP-258B Bt
12	36.85	13.08	29.20	0.47	0.10	0.33	8.86	0.03	3.17	0.03	0.00	0.05	7.81	NP-258B Bt
13	30.98	17.95	37.65	0.62	0.09	0.05	0.71	0.59	1.45	0.00	0.01	0.02	9.89	NP-258B Bt

Feldspatos

No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	CaO	SrO	TiO ₂	BaO	Na ₂ O	MgO	Comentário
1	66.47	21.18	0.03	0.00	0.18	1.60	0.02	0.03	0.05	10.44	0.01	NP-245
2	66.19	21.29	0.04	0.00	0.18	1.89	0.06	0.02	0.00	10.32	0.01	NP-245
3	65.98	21.85	0.00	0.00	0.12	1.71	0.07	0.00	0.02	10.26	0.00	NP-245
4	64.36	18.28	0.02	0.00	16.97	0.00	0.05	0.07	0.03	0.23	0.00	NP-245
5	63.83	18.30	0.38	0.00	17.15	0.02	0.05	0.00	0.05	0.23	0.00	NP-245
6	67.87	20.08	0.01	0.01	0.10	0.61	0.04	0.04	0.00	11.26	0.00	NP-245
7	64.05	18.30	0.11	0.00	17.27	0.02	0.00	0.00	0.03	0.21	0.01	NP-245
8	64.08	18.44	0.06	0.00	17.06	0.01	0.02	0.02	0.05	0.26	0.01	NP-245
9	66.51	21.03	0.07	0.00	0.16	1.61	0.03	0.02	0.03	10.55	0.00	NP-245
10	66.21	21.25	0.03	0.01	0.15	1.81	0.02	0.00	0.00	10.51	0.00	NP-245
11	66.90	20.86	0.12	0.00	0.17	1.27	0.00	0.00	0.00	10.69	0.00	NP-245
12	67.61	20.30	0.07	0.02	0.17	0.74	0.01	0.01	0.00	11.05	0.00	NP-245
13	64.28	18.38	0.01	0.01	16.99	0.00	0.02	0.00	0.07	0.23	0.01	NP-245
14	64.29	18.40	0.01	0.00	17.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.27	0.00	NP-245
15	67.81	20.64	0.11	0.00	0.16	0.40	0.02	0.06	0.00	10.79	0.00	NP-245
16	67.36	20.58	0.05	0.02	0.36	0.84	0.03	0.01	0.01	10.75	0.00	NP-245
17	66.57	21.02	0.07	0.00	0.20	1.60	0.00	0.00	0.04	10.50	0.00	NP-245
18	67.67	20.27	0.01	0.00	0.16	0.73	0.00	0.03	0.00	11.13	0.00	NP-245
19	67.80	20.25	0.00	0.00	0.16	0.64	0.01	0.00	0.04	11.10	0.00	NP-245
20	63.86	18.52	0.04	0.00	17.31	0.00	0.01	0.03	0.03	0.20	0.00	NP-245
21	63.95	18.44	0.09	0.00	17.20	0.00	0.07	0.00	0.06	0.19	0.01	NP-245
22	68.07	20.06	0.06	0.01	0.12	0.36	0.03	0.00	0.00	11.27	0.01	NP-245
23	68.41	19.88	0.00	0.00	0.06	0.32	0.00	0.01	0.01	11.32	0.00	NP-245
24	49.91	30.89	4.69	0.09	12.17	0.01	0.00	0.06	0.06	0.16	1.97	NP-245
25	64.01	18.58	0.05	0.02	16.96	0.02	0.04	0.00	0.11	0.22	0.00	NP-245
26	64.00	18.63	0.01	0.00	17.02	0.00	0.01	0.03	0.07	0.22	0.00	NP-245
27	64.00	18.61	0.00	0.00	17.05	0.00	0.00	0.01	0.10	0.22	0.00	NP-245
28	66.16	21.28	0.06	0.00	0.27	1.92	0.03	0.00	0.02	10.26	0.01	NP-245
29	67.66	20.42	0.08	0.01	0.15	0.90	0.03	0.00	0.00	10.75	0.00	NP-245
31	67.09	20.92	0.03	0.00	0.07	1.05	0.02	0.02	0.00	10.81	0.00	NP-245
32	64.07	18.45	0.07	0.02	16.90	0.00	0.04	0.00	0.06	0.37	0.03	NP-245

39	63.69	18.54	0.21	0.00	17.26	0.00	0.01	0.00	0.08	0.21	0.00	0.00	NP-245
40	64.01	18.52	0.04	0.00	17.05	0.00	0.05	0.00	0.09	0.22	0.00	0.02	NP-245
41	64.23	18.40	0.00	0.00	17.14	0.00	0.00	0.01	0.02	0.20	0.00	0.00	NP-245
42	63.93	18.68	0.06	0.00	17.05	0.00	0.01	0.00	0.10	0.16	0.01	0.01	NP-245
44	68.26	19.89	0.00	0.01	0.07	0.26	0.05	0.00	0.04	11.39	0.02	0.02	NP-245
7	65.62	21.57	0.07	0.00	0.32	2.13	0.00	0.04	0.03	10.22	0.00	0.00	NP-247
8	66.57	21.08	0.01	0.01	0.17	1.41	0.03	0.00	0.00	10.71	0.02	0.02	NP-247
9	63.74	18.56	0.00	0.00	16.96	0.00	0.03	0.01	0.41	0.29	0.01	0.01	NP-247
10	68.38	19.90	0.03	0.01	0.17	0.13	0.00	0.01	0.02	11.35	0.01	0.01	NP-247
11	64.14	18.51	0.02	0.01	17.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.24	0.00	0.00	NP-247
12	67.61	20.43	0.00	0.00	0.14	0.88	0.01	0.02	0.00	10.91	0.00	0.00	NP-247
13	65.37	21.90	0.05	0.00	0.26	2.62	0.02	0.00	0.00	9.77	0.00	0.00	NP-247
14	66.70	21.00	0.04	0.01	0.33	1.07	0.05	0.00	0.00	10.80	0.00	0.00	NP-247
15	67.60	20.33	0.05	0.01	0.12	0.86	0.03	0.00	0.00	11.00	0.00	0.00	NP-247
16	64.06	18.45	0.00	0.00	17.12	0.03	0.05	0.00	0.08	0.21	0.00	0.00	NP-247
1	64.71	18.60	0.14	0.01	14.43	0.05	0.05	0.01	0.12	1.87	0.00	0.00	NP-255B
2	63.68	18.68	0.36	0.01	17.01	0.01	0.04	0.04	0.00	0.15	0.02	0.02	NP-255B
3	64.43	18.71	0.12	0.01	14.41	0.06	0.04	0.00	0.29	1.93	0.02	0.02	NP-255B
4	63.76	18.61	0.12	0.01	16.86	0.13	0.01	0.00	0.27	0.24	0.00	0.00	NP-255B
5	67.36	20.57	0.00	0.00	0.25	1.09	0.01	0.00	0.01	10.71	0.01	0.01	NP-255B
6	64.45	18.53	0.11	0.00	15.18	0.07	0.07	0.06	0.06	1.47	0.00	0.00	NP-255B
7	64.45	18.30	0.09	0.00	16.86	0.01	0.01	0.00	0.03	0.26	0.00	0.00	NP-255B
3	64.05	18.41	0.05	0.01	17.00	0.01	0.07	0.00	0.18	0.23	0.00	0.00	NP-258B
9	67.04	20.70	0.03	0.00	0.39	1.07	0.07	0.00	0.06	10.64	0.00	0.00	NP-258B
12	64.86	18.52	0.12	0.01	14.07	0.05	0.05	0.00	0.14	2.18	0.00	0.00	NP-258B
13	63.99	18.47	0.08	0.00	16.86	0.02	0.01	0.04	0.21	0.32	0.01	0.01	NP-258B
14	65.25	21.74	0.14	0.00	0.48	2.48	0.05	0.01	0.00	9.84	0.00	0.00	NP-258B
15	67.81	20.17	0.07	0.02	0.29	0.53	0.02	0.00	0.07	11.02	0.00	0.00	NP-258B
16	64.67	18.69	0.10	0.01	13.80	0.08	0.04	0.00	0.26	2.34	0.01	0.01	NP-258B
17	62.91	23.21	0.22	0.00	0.53	4.33	0.06	0.01	0.00	8.73	0.00	0.00	NP-258B
18	64.74	18.66	0.21	0.00	11.83	0.15	0.10	0.01	0.67	3.61	0.00	0.00	NP-258B
19	65.09	19.06	0.17	0.01	11.42	0.27	0.01	0.10	0.26	3.59	0.01	0.01	NP-258B
20	64.17	18.66	0.20	0.00	15.12	0.10	0.00	0.03	0.25	1.47	0.00	0.00	NP-258B

Anexo III

Dados de Microcopia Eletrônica de Varredura

NP-265

ID	Mineral	ID	Mineral
02-001	Titânio Magnetita	11-001	Rutilo – Ilmenita com Mn
02-002	Magnetita	11-002	Rutilo
02-003	Magnetita	11-003	Rutilo – Ilmenita
06-001	Zircão	11-004	Ilmenita com Muscovita
06-002	Zircão	11-005	Rutilo – Ilmenita
06-003	Zircão	11-006	Ilmenita
06-004	Zircão	11-007	Rutilo – Ilmenita com Mn
06-005	Zircão	11-008	Rutilo – Ilmenita
07-001	Ilmenita	12-001	Muscovita com MgO e FeO (resquício da biotita)
07-002	Pirofanita	12-002	Plagioclásio (Ab)
07-003	Rutilo	12-003	Muscovita com MgO (resquício da biotita)
07-004	Ilmenita	12-004	Muscovita com MgO e FeO (resquício da biotita)
07-005	Titânio magnetita	12-005	Mica
07-006	Titânio magnetita	12-006	Zircão
07-007	Ilmenita	13-001	Muscovita
08-001	Rutilo	13-002	Muscovita
08-002	Titânio magnetita	13-003	Muscovita
08-003	Pirofanita	13-004	Muscovita
08-004	Pirofanita – Rutilo	13-005	?
08-005	Ilmenita	15-001	Muscovita com FeO (resquício da biotita)
08-02-001	?	15-002	Muscovita com MgO e FeO (resquício da biotita)
08-02-002	?	15-003	Muscovita com FeO (resquício da biotita)
08-02-003	?	15-004	Muscovita com FeO (resquício da biotia)
09-001	Ulvoespínélio		
09-002	Ferro Rutilo		
09-003	Rutilo		
09-004	Pseudo-rutilo – alteração da ilmenita		
09-005	Mais de um mineral		
10-001	Rutilo		
10-002	Pseudo-rutilo + Pirofanita		
10-003	Rutilo		
10-004	Ferro Pirofanita		
10-005	Caulinita com interferência do Rutilo		
10-006	Thorutite ou Ítrio-kobeite		
10-02-001	Ítrio-kobeite com Nb		
10-02-002	Ítrio-kobeite com Nb		
10-02-003	Ítrio-kobeite com Nb		
10-02-004	Thorutite ou Ítrio-kobeite (?)		
10-02-005	Thorutite ou Ítrio-kobeite (?)		

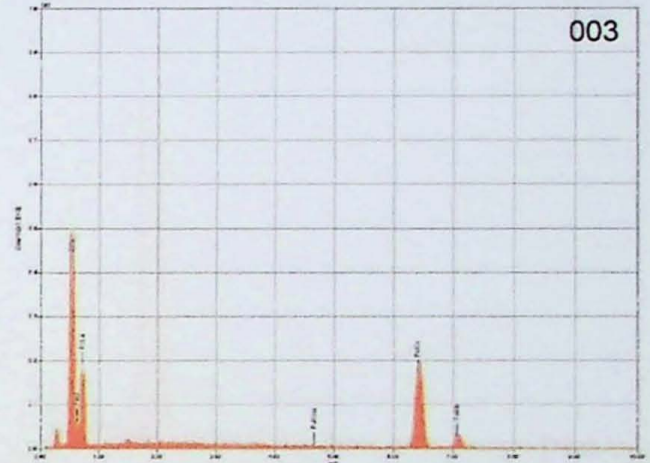
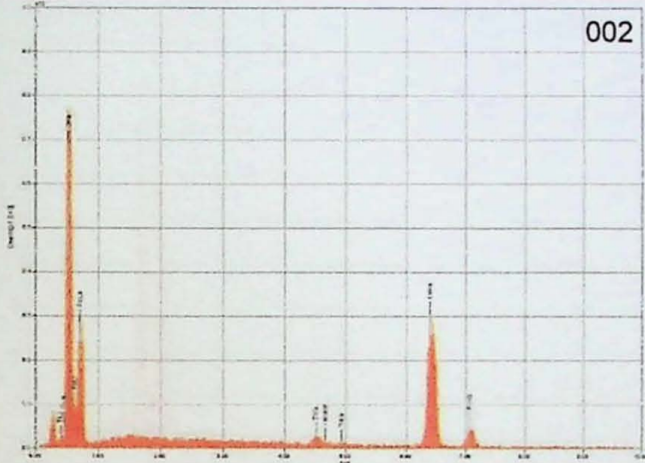
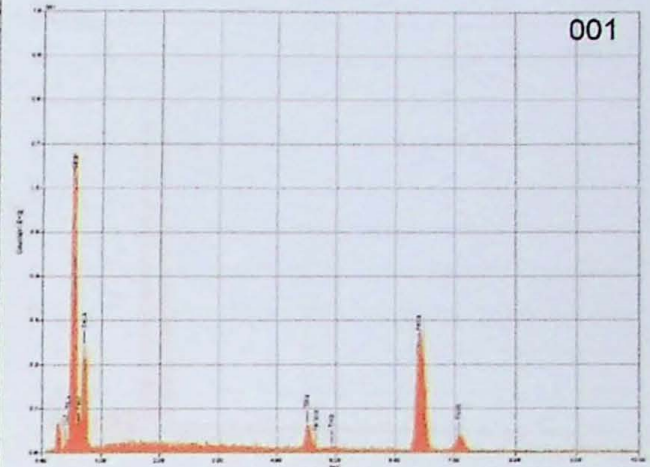


Figura 1 – Imagem de elétrons retroespalhados número 02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

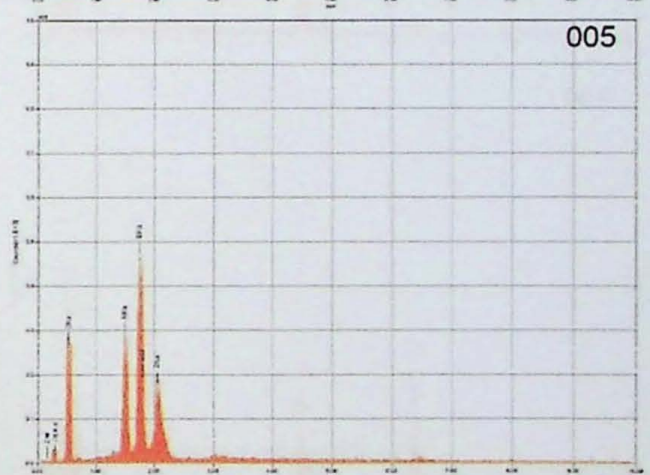
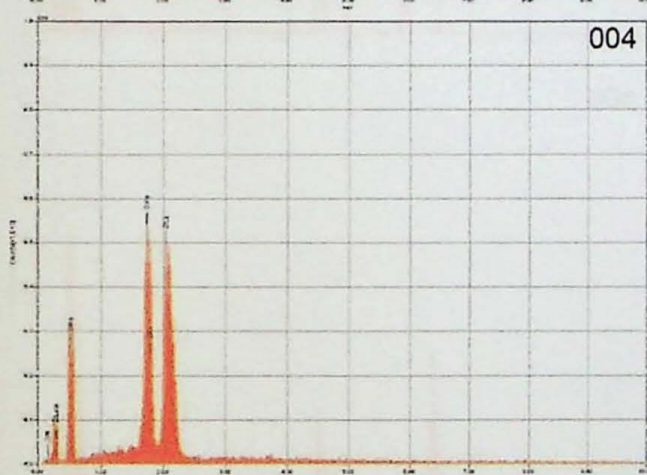
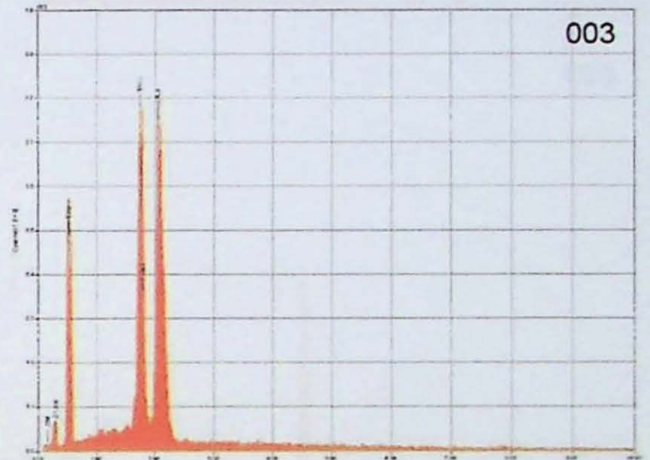
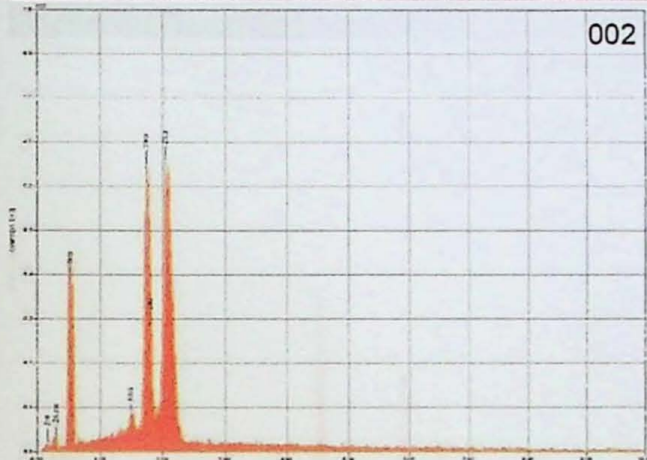
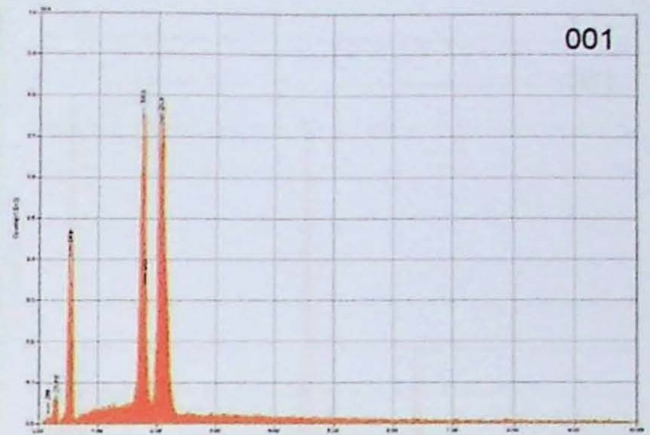
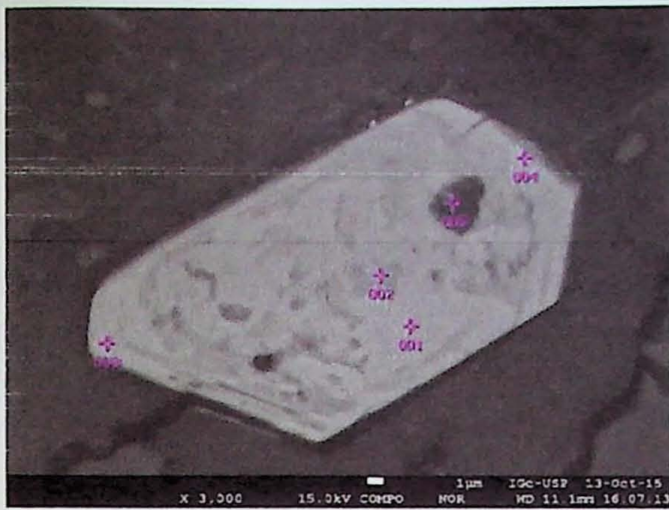


Figura 2 – Imagem de elétrons retroespalhados número 06, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

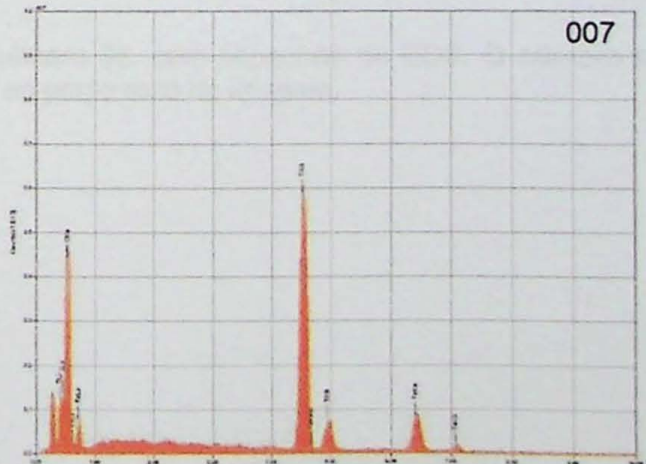
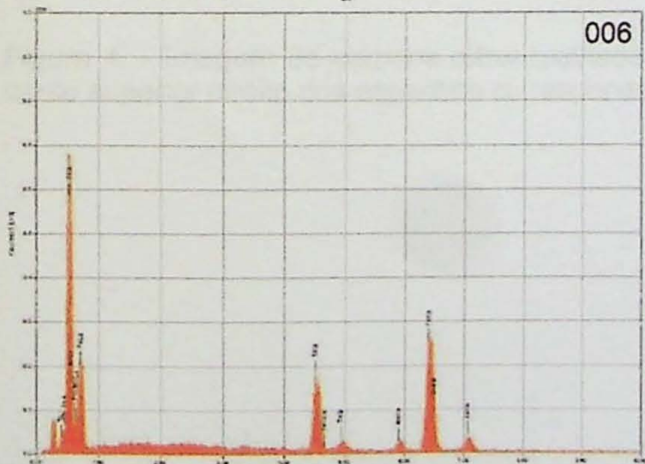
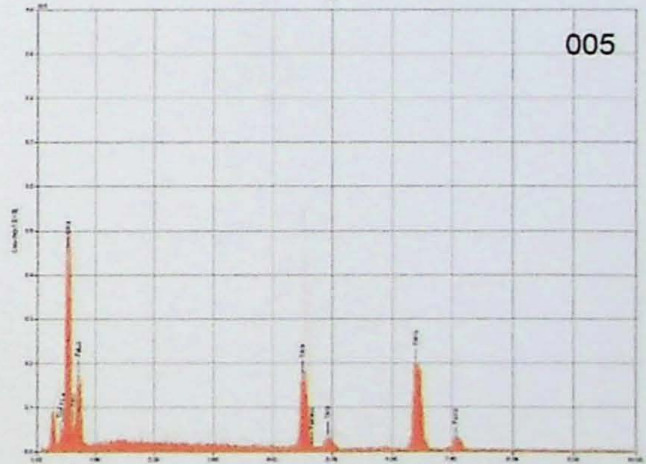
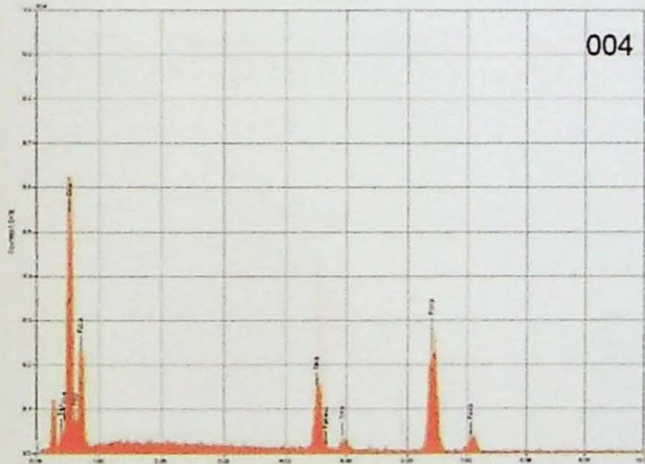
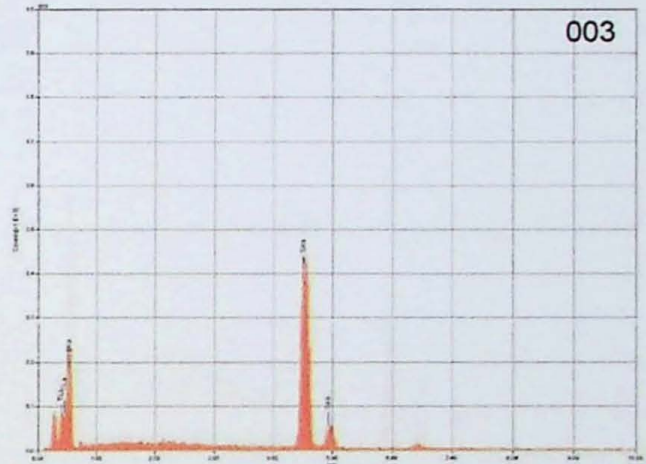
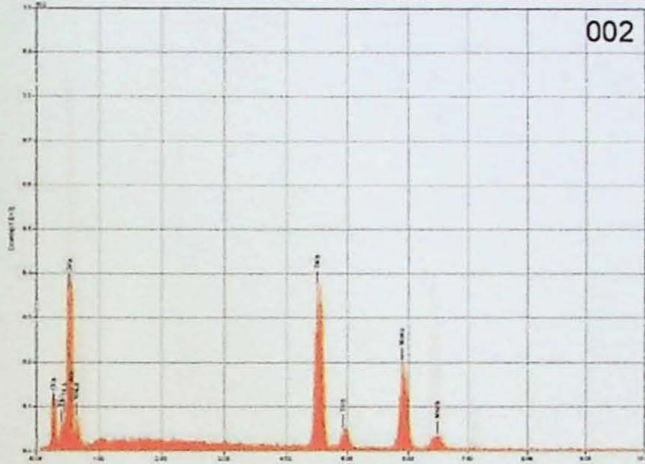
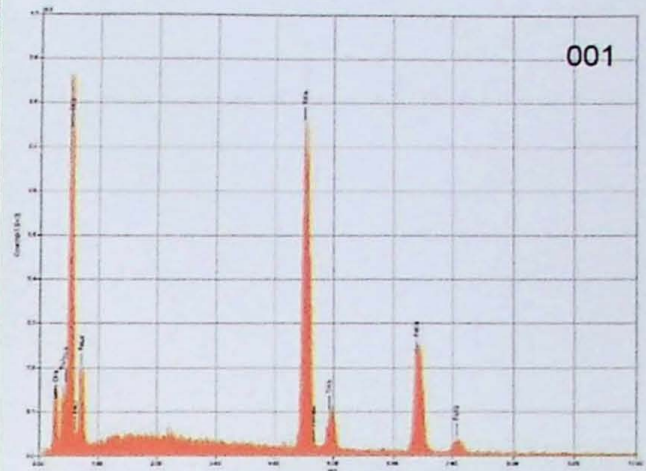
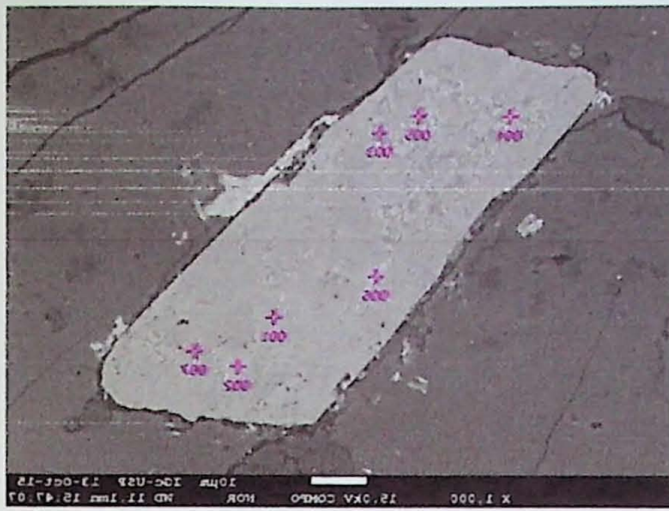


Figura 3 – Imagem de elétrons retroespalhados número 07, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

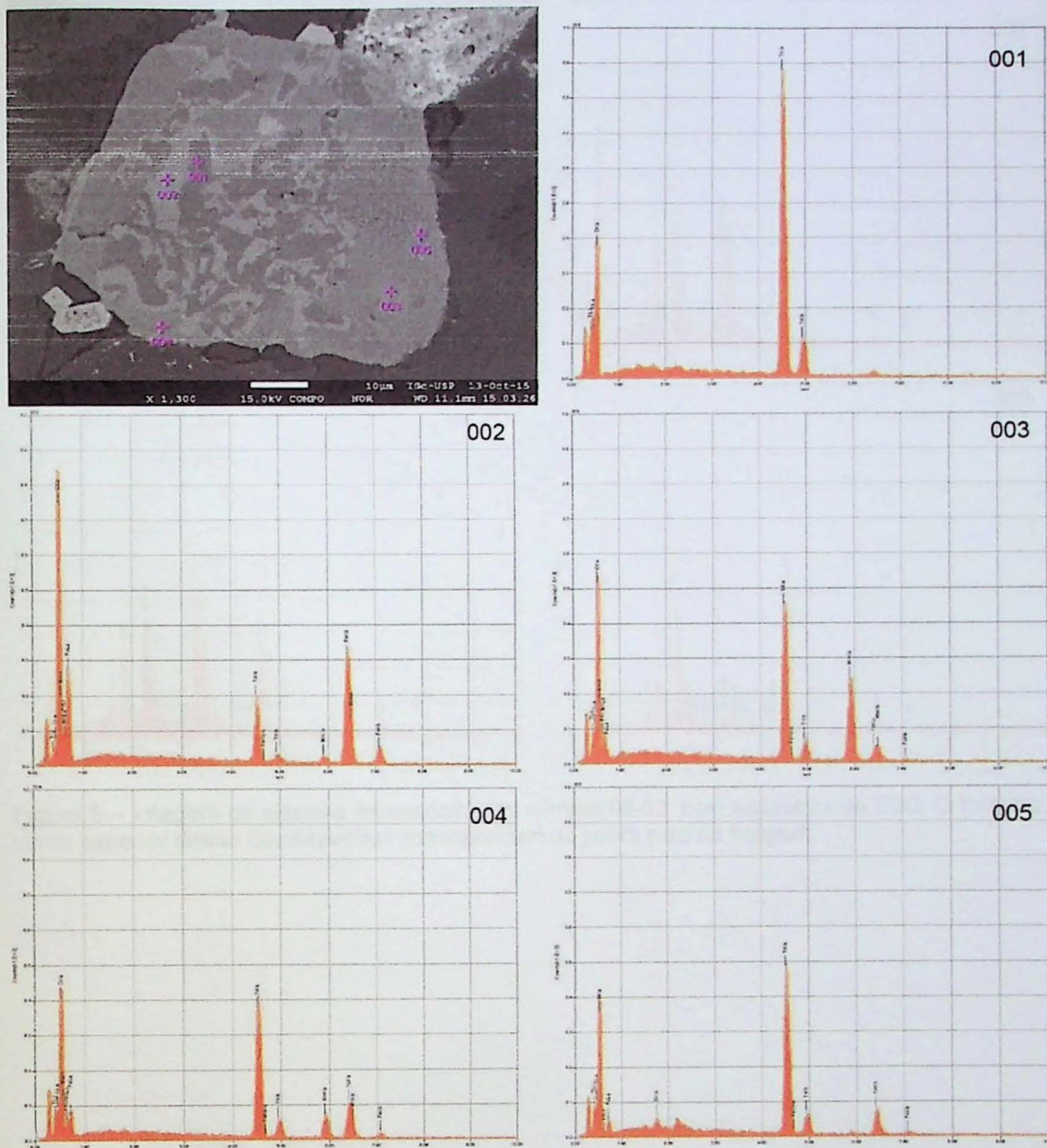


Figura 4 – Imagem de elétrons retroespalhados número 08, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

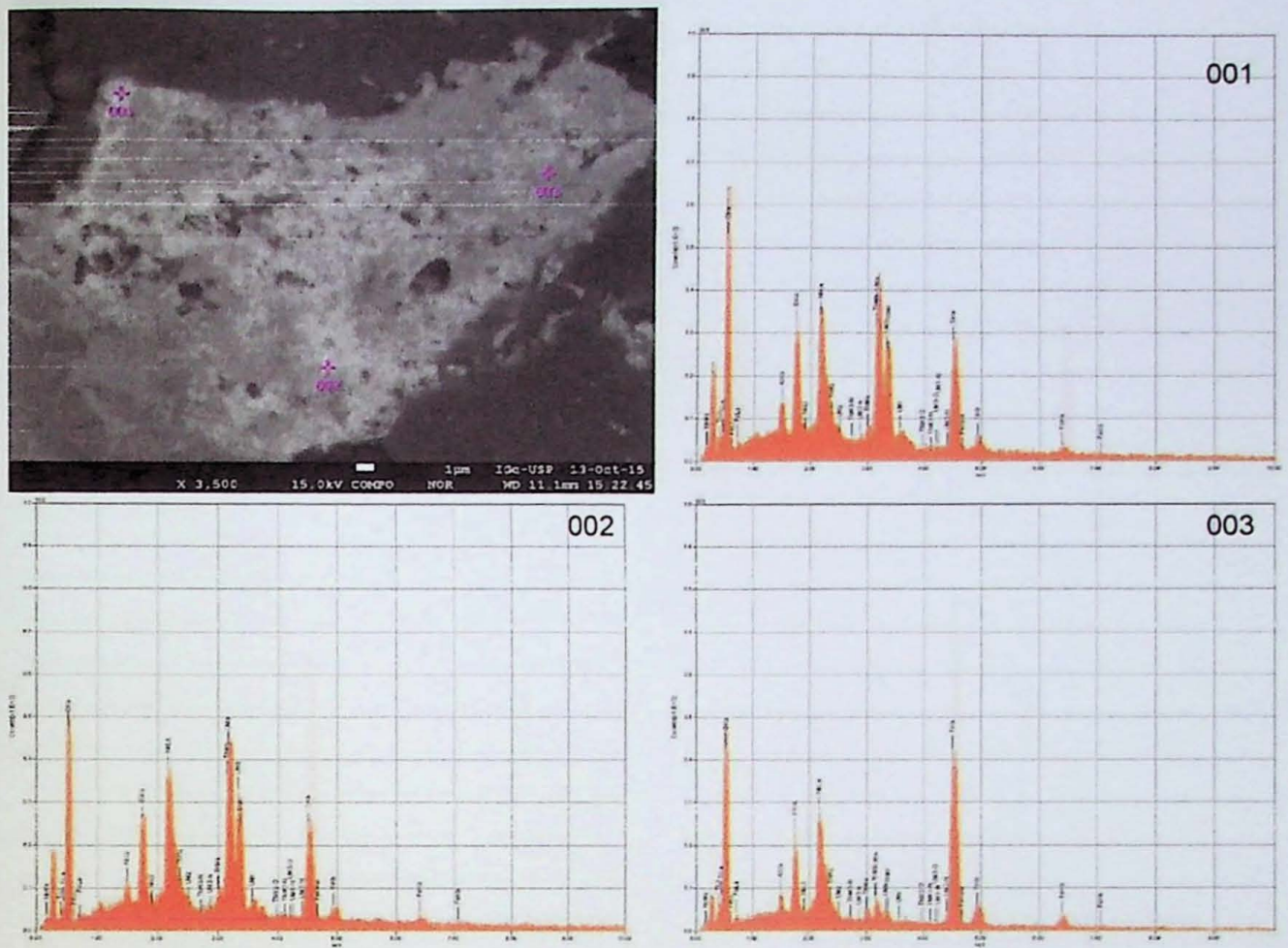


Figura 5 – Imagem de elétrons retroespalhados número 08-02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

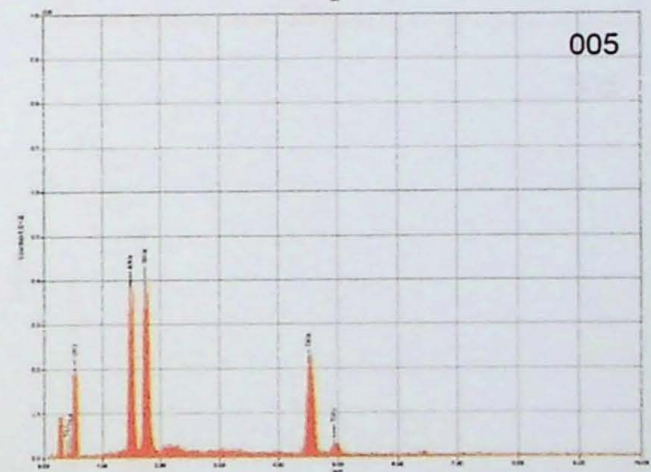
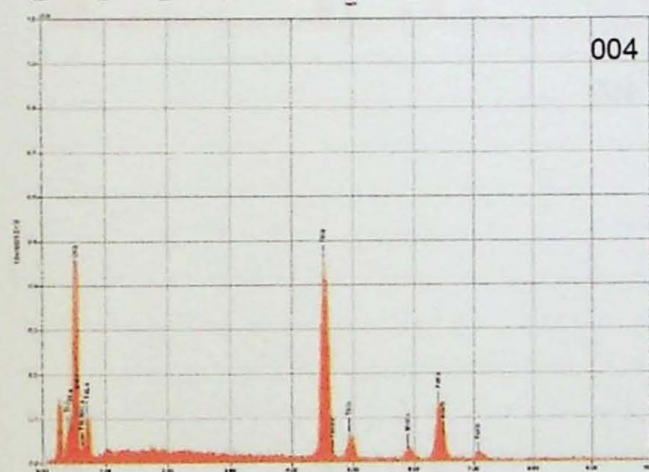
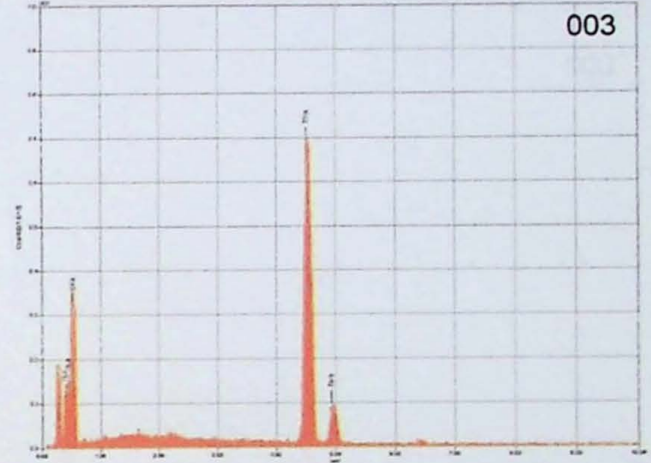
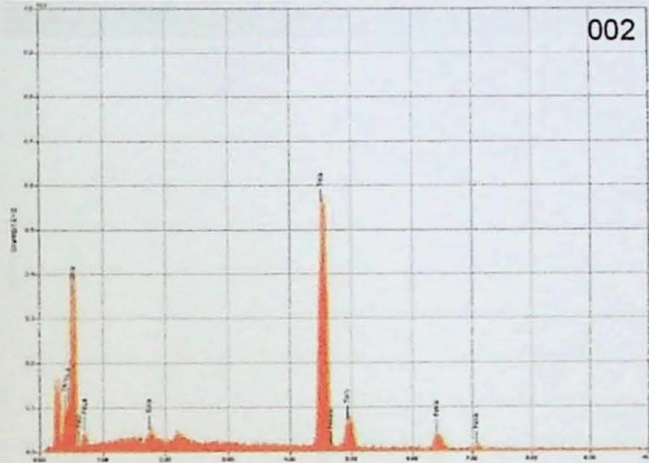
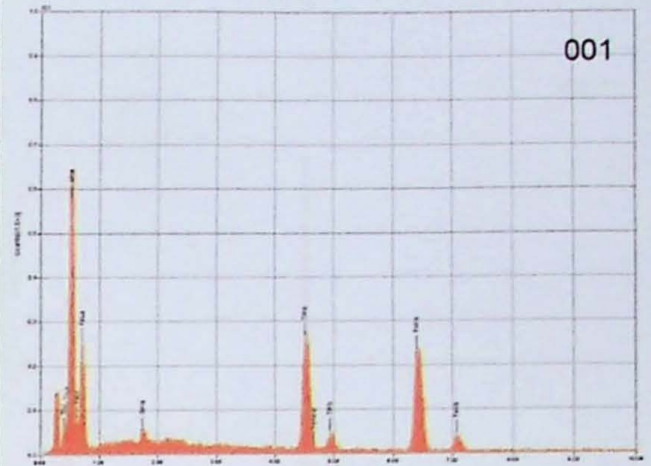
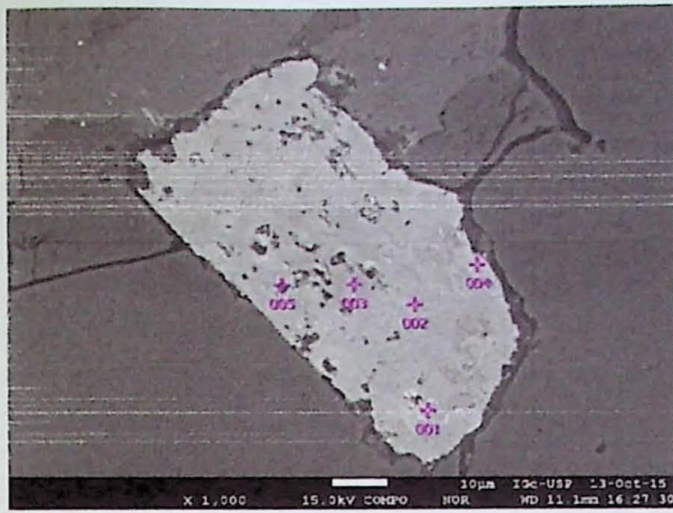


Figura 6 – Imagem de elétrons retroespalhados número 09, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

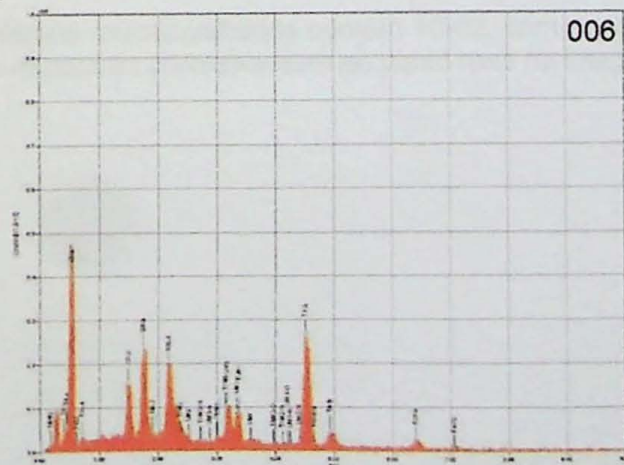
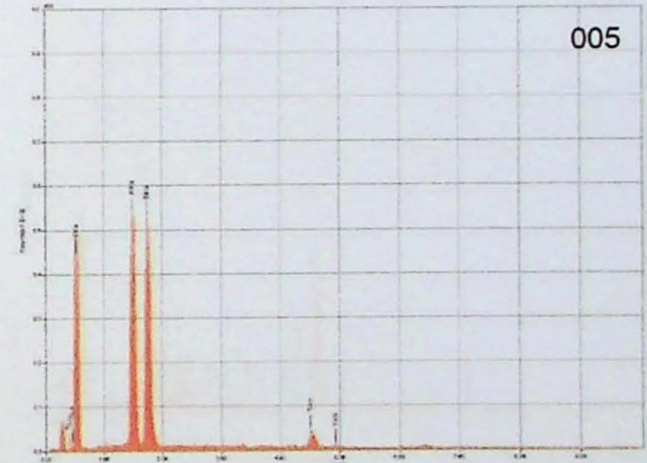
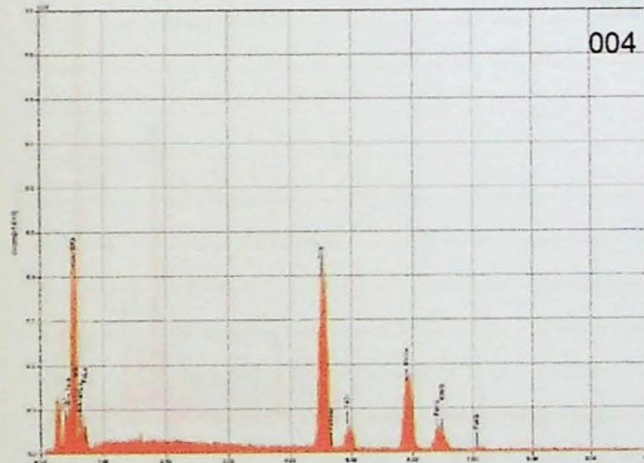
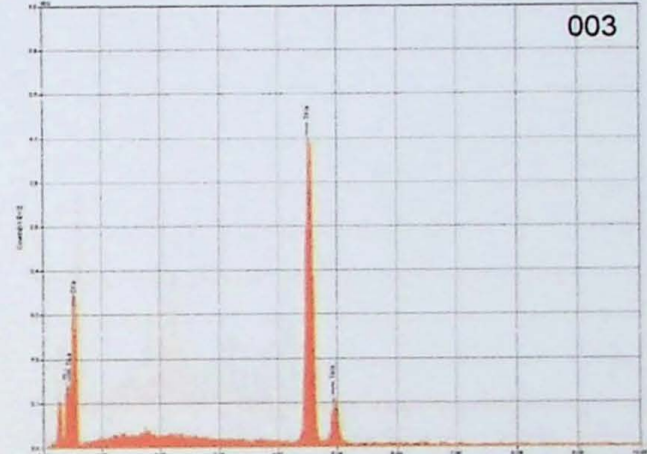
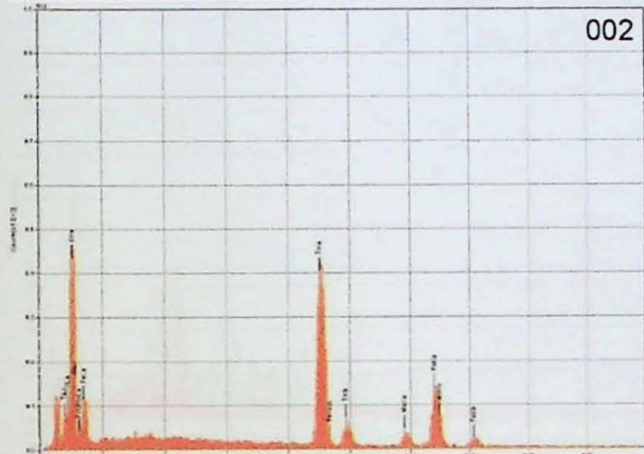
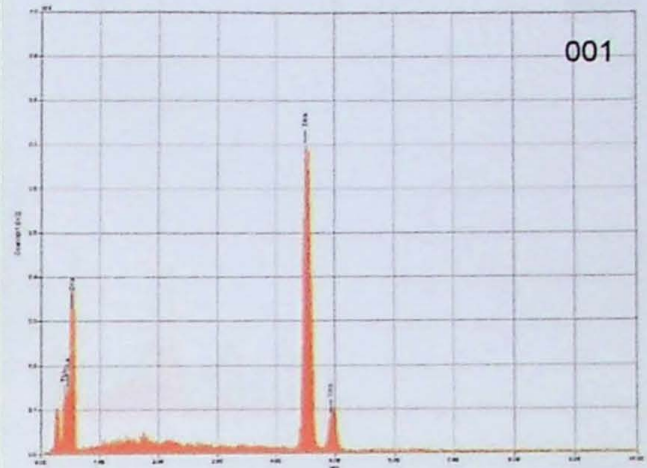
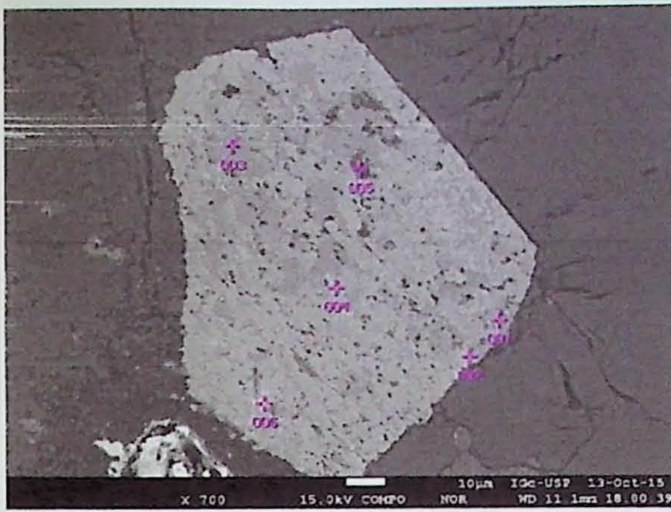


Figura 7 – Imagem de elétrons retroespalhados número 10, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

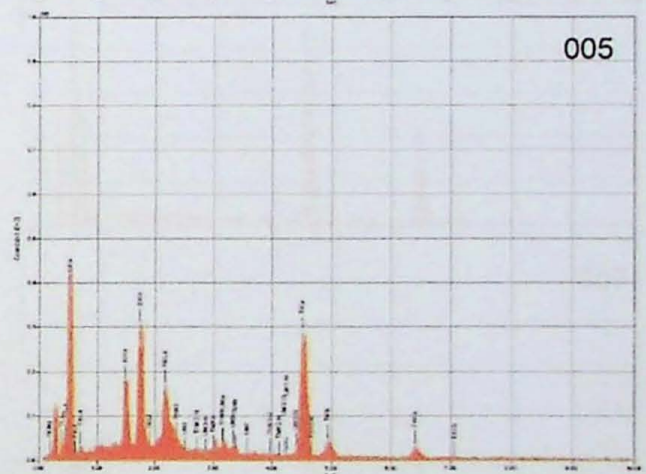
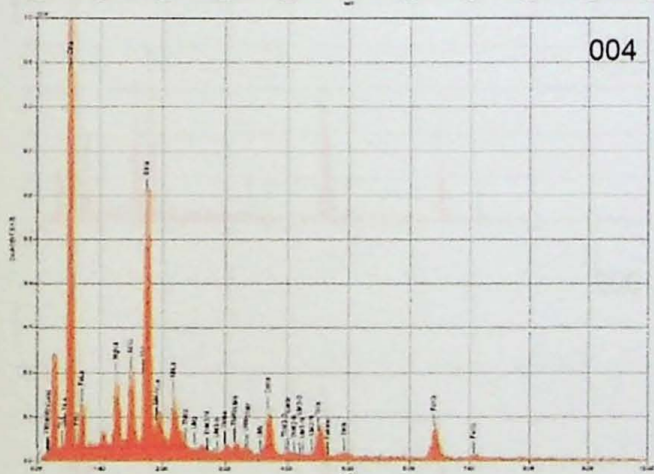
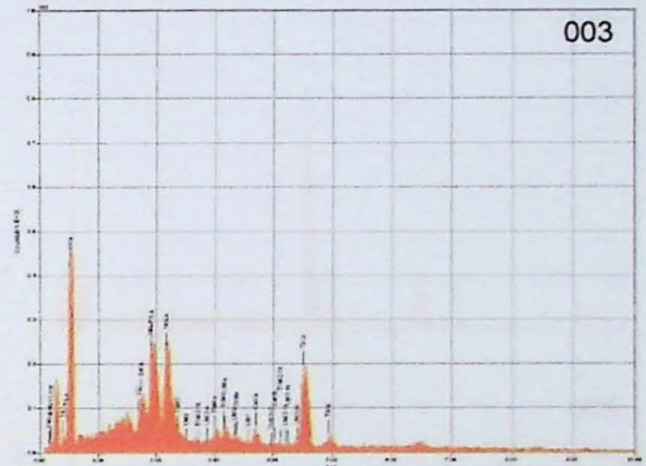
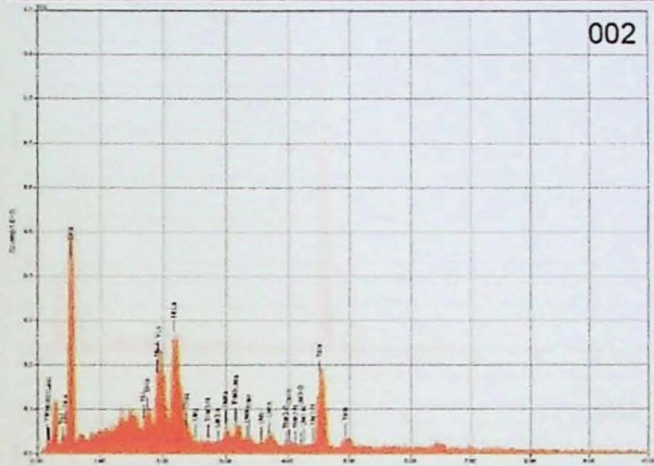
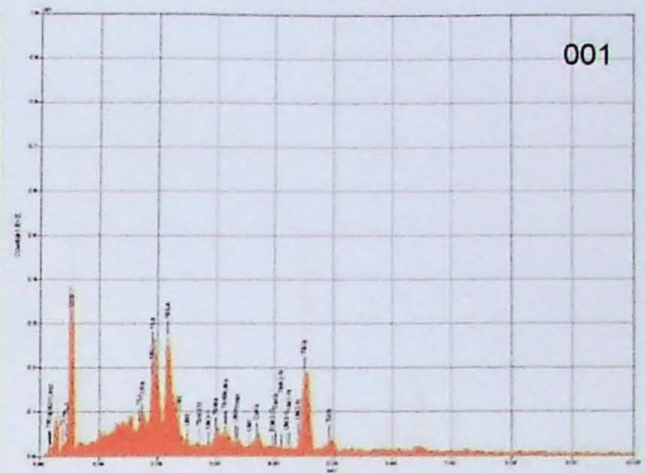


Figura 8 – Imagem de elétrons retroespalhados número 10-02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

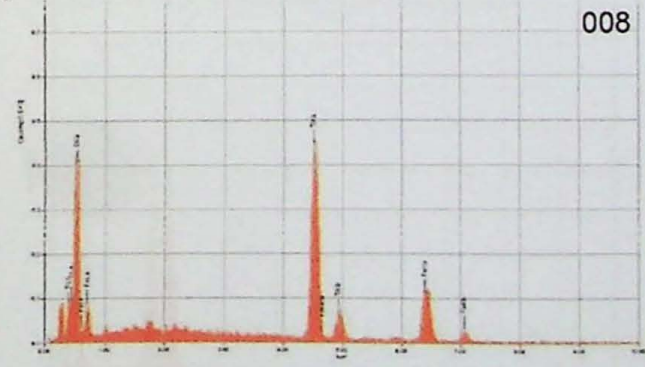
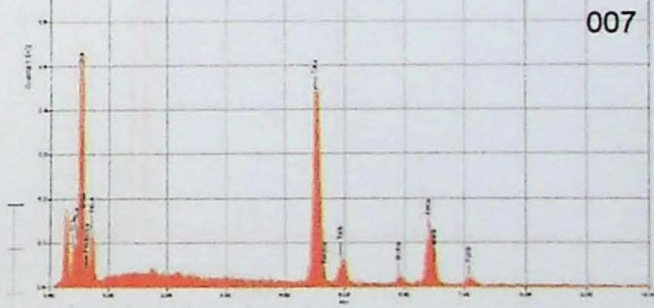
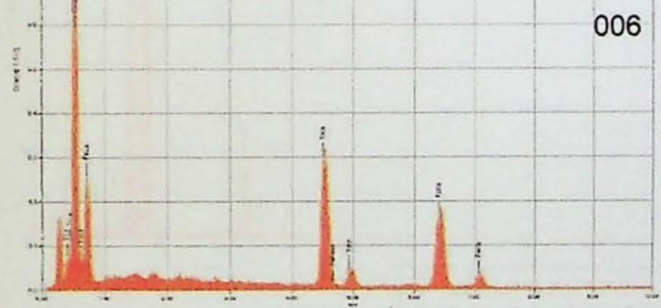
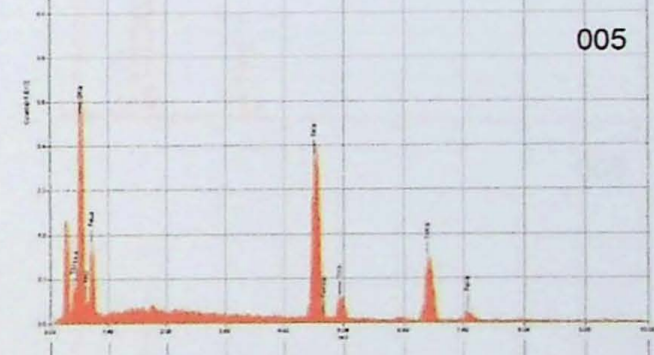
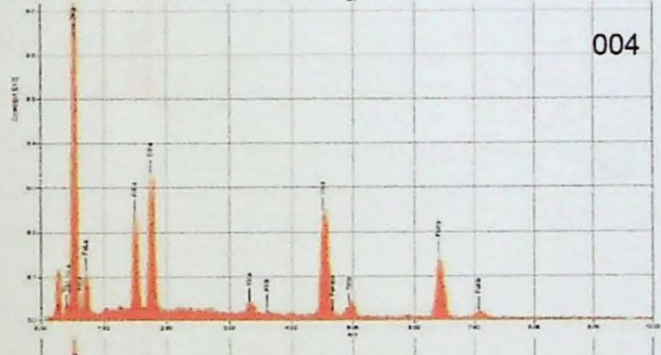
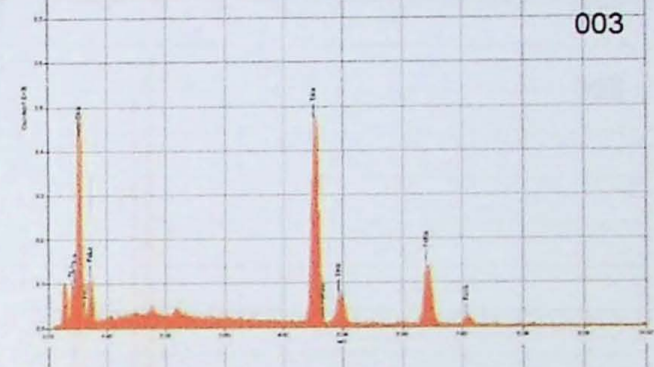
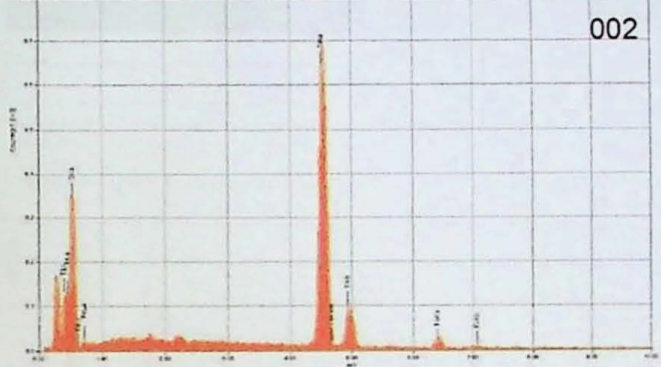
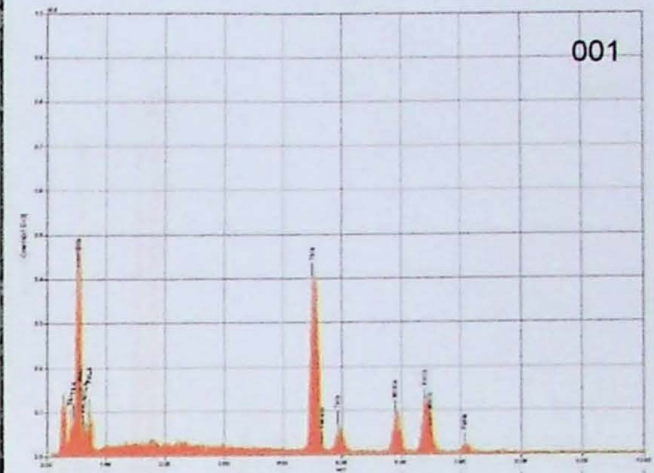
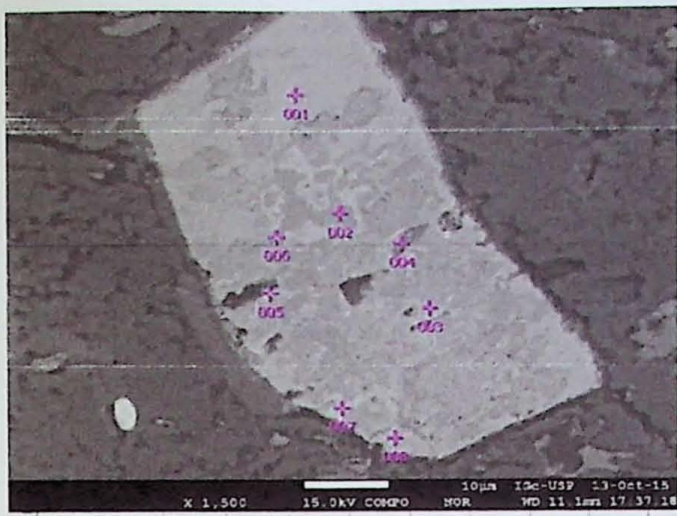


Figura 9 – Imagem de elétrons retroespalhados número 11, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

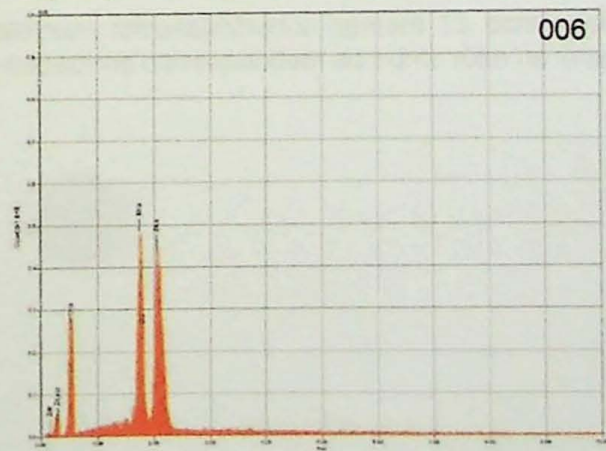
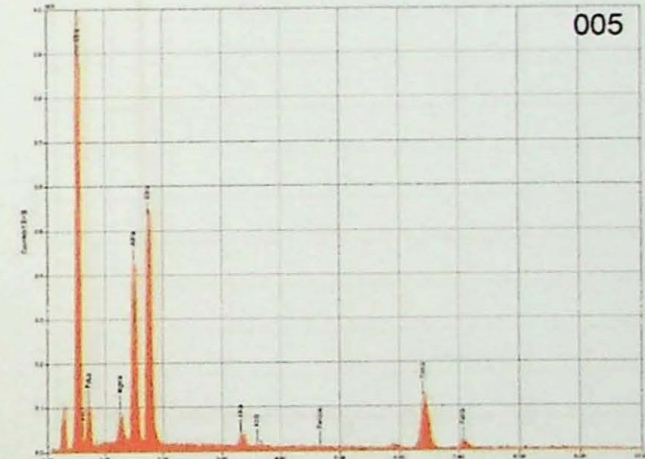
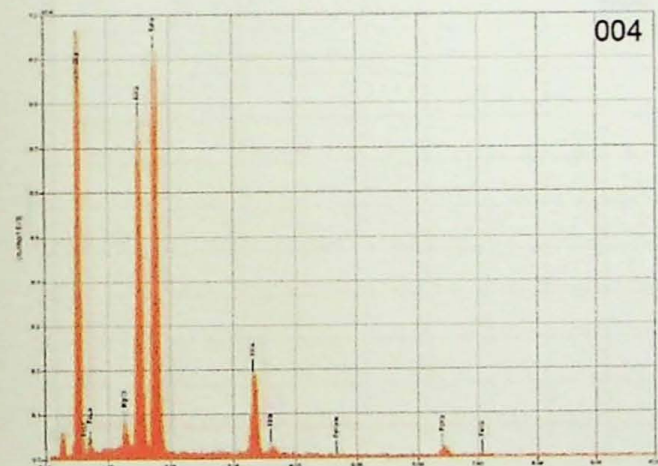
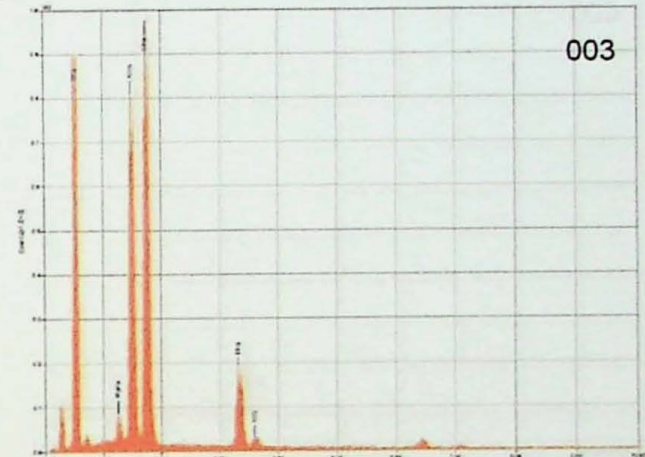
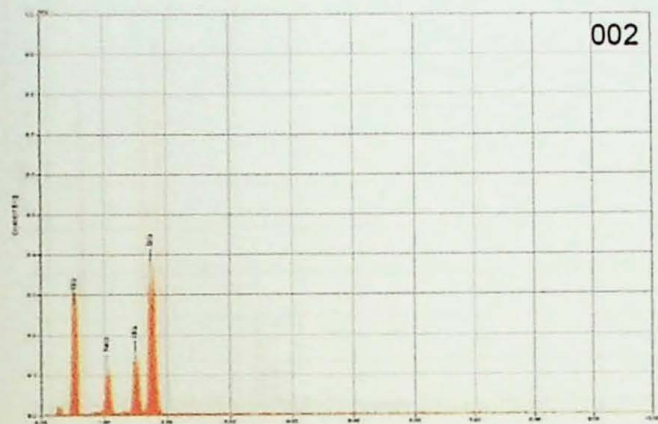
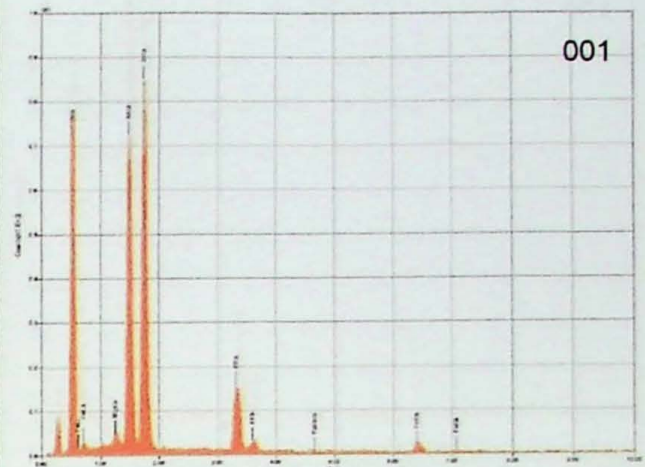
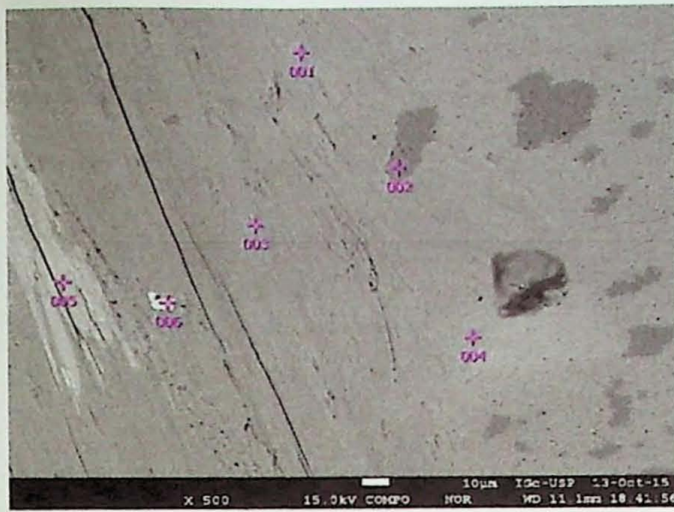


Figura 10 – Imagem de elétrons retroespalhados número 12, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

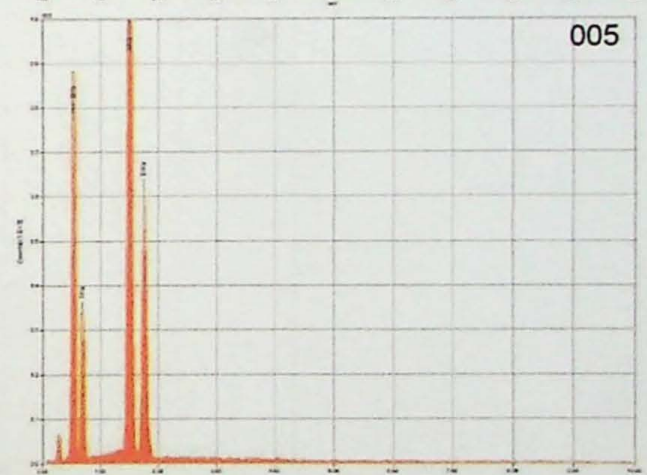
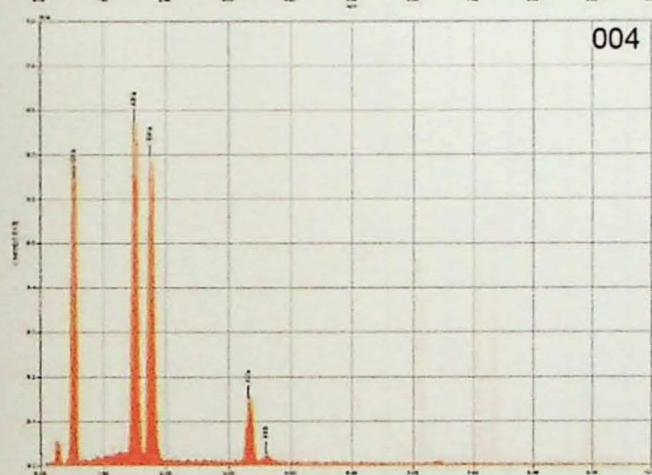
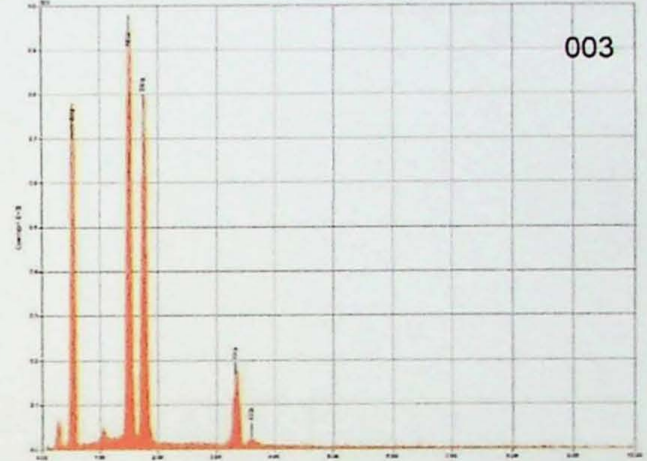
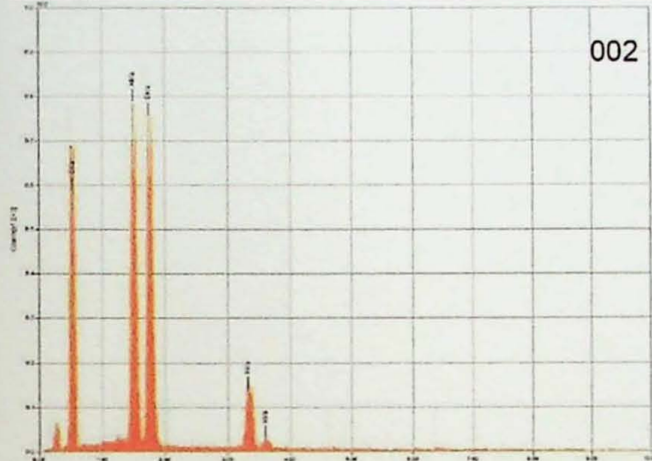
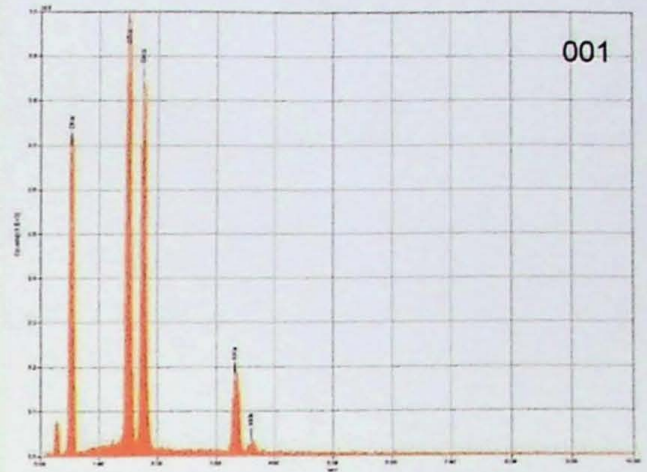
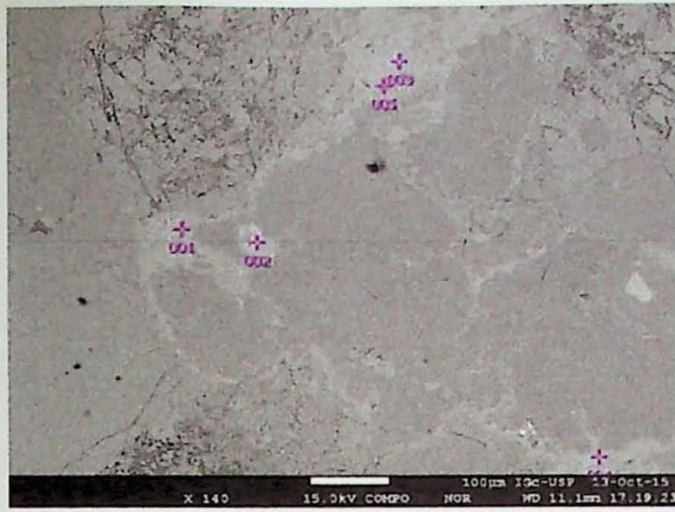


Figura 11 – Imagem de elétrons retroespalhados número 13, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

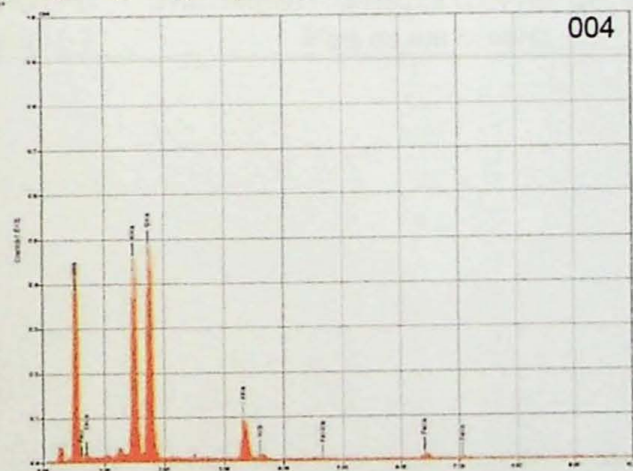
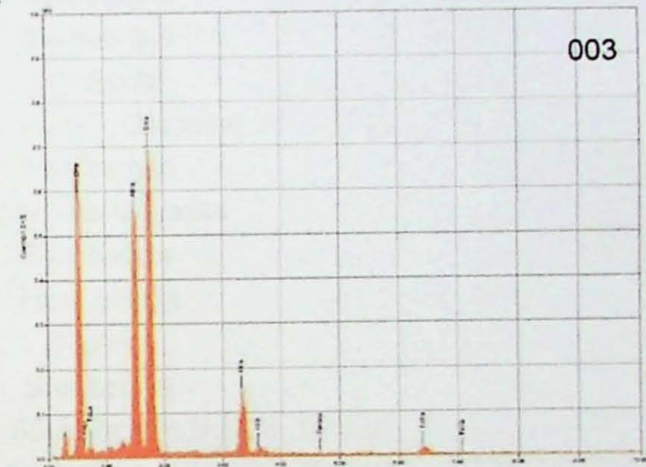
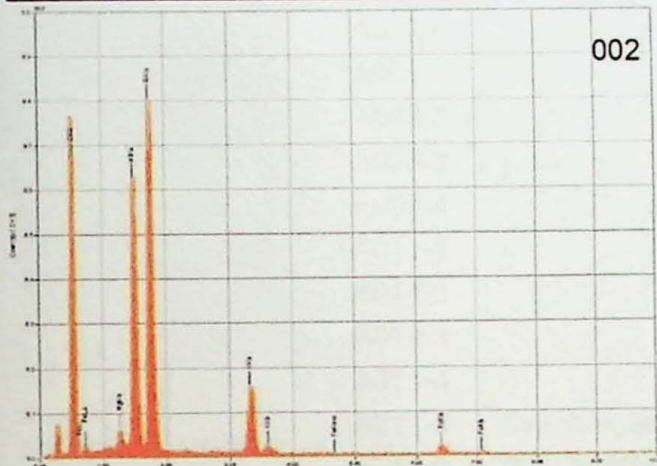
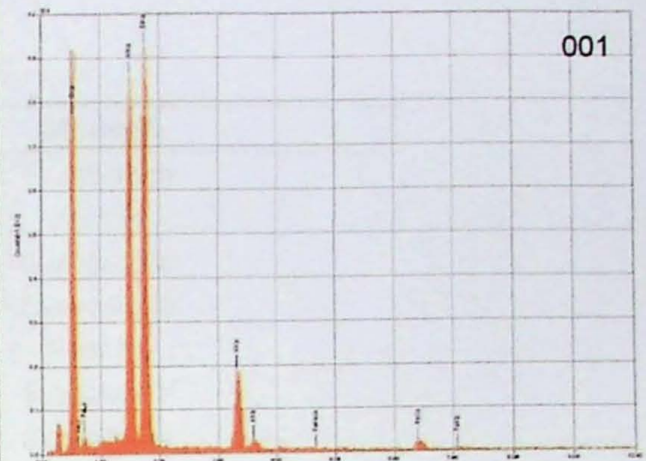
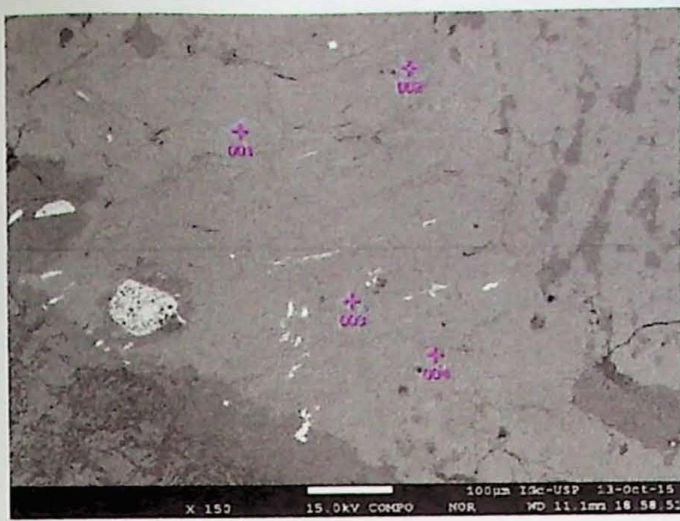


Figura 12 – Imagem de elétrons retroespalhados número 15, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

NP-268A

ID	Mineral
A005-1	Svanbergita
A005-2	Bystrita
A005-3	Svanbergita
A005-4	Svanbergita
A005-5	Pirofilita
A007-1	Svanbergita
A007-2	Svanbergita
A007-3	Svanbergita
A007-4	Svanbergita
A008-1	Gorceixita
A008-2	Gorceixita – Goyazite
A008-3	Svanbergita
A008-4	Gorceixita–Goyazita
A011-1	Svanbergita
A011-2	Ferro-gedrita
A011-3	Pirofilita
A011-4	Svanbergita
A011-5	Svanbergita – Goyazita com Nd, Ce, Th, La
A011-6	Svanbergita – Goyazita com Nd, Ce, Th, La
A011-7	Mais de um mineral

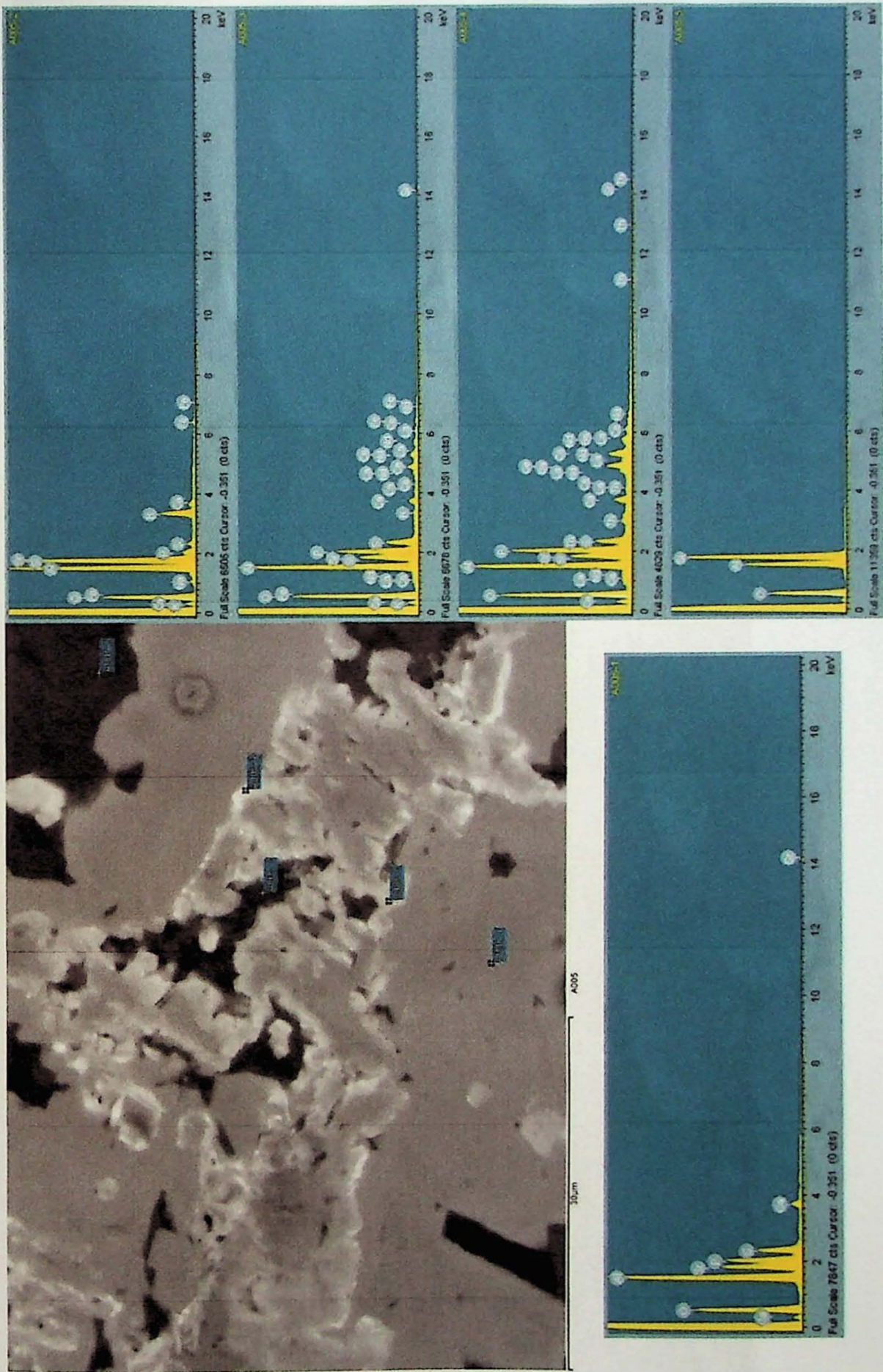


Figura 1 – Imagem de elétrons retroespalhados número A005, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem.

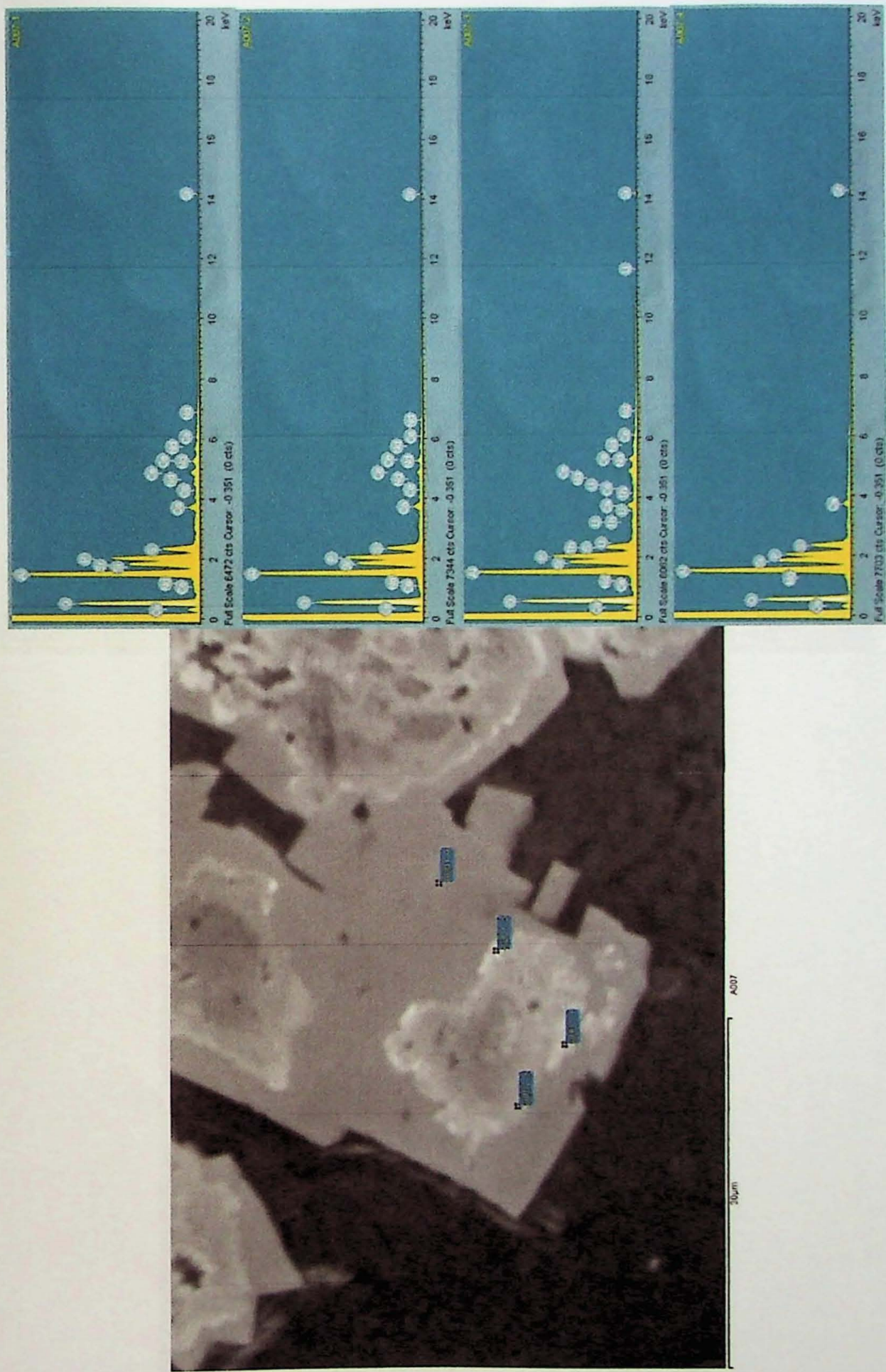


Figura 2 – Imagem de elétrons retroespalhados número A007, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem.

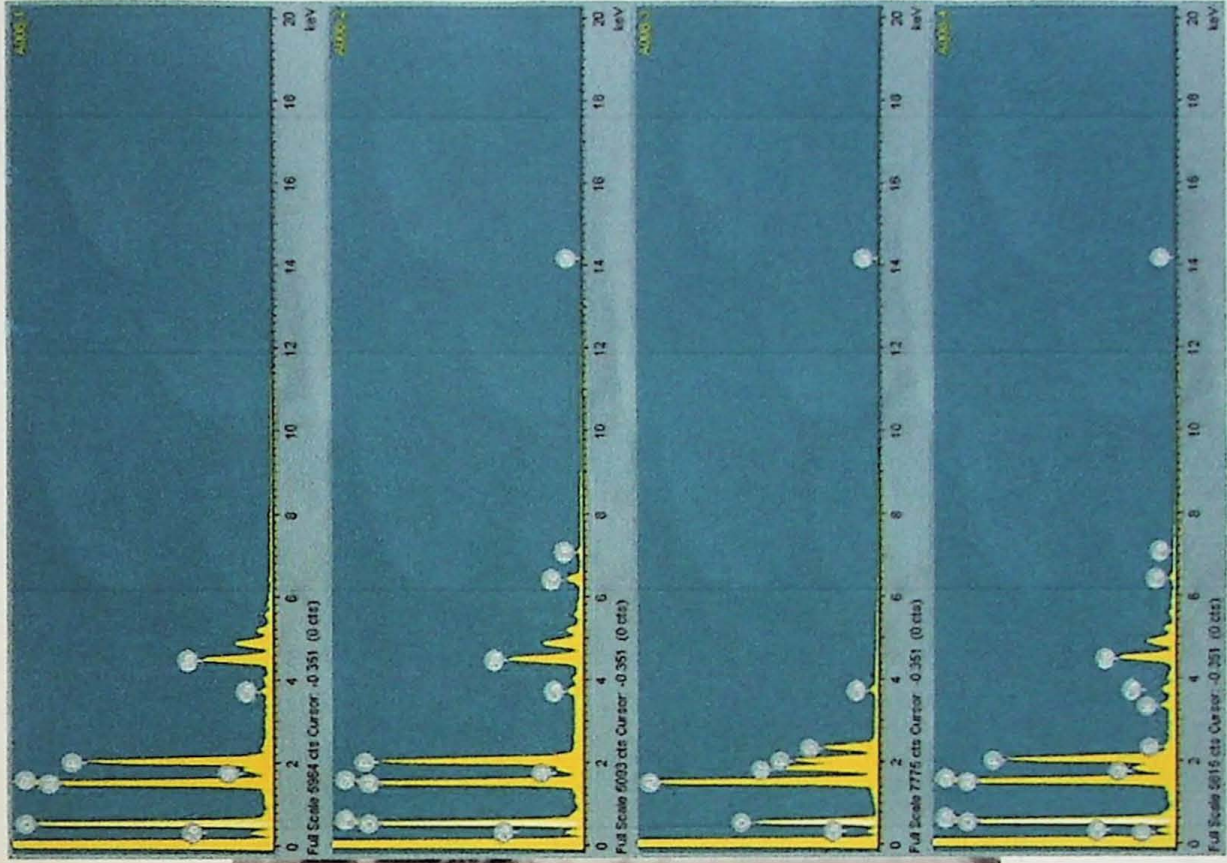
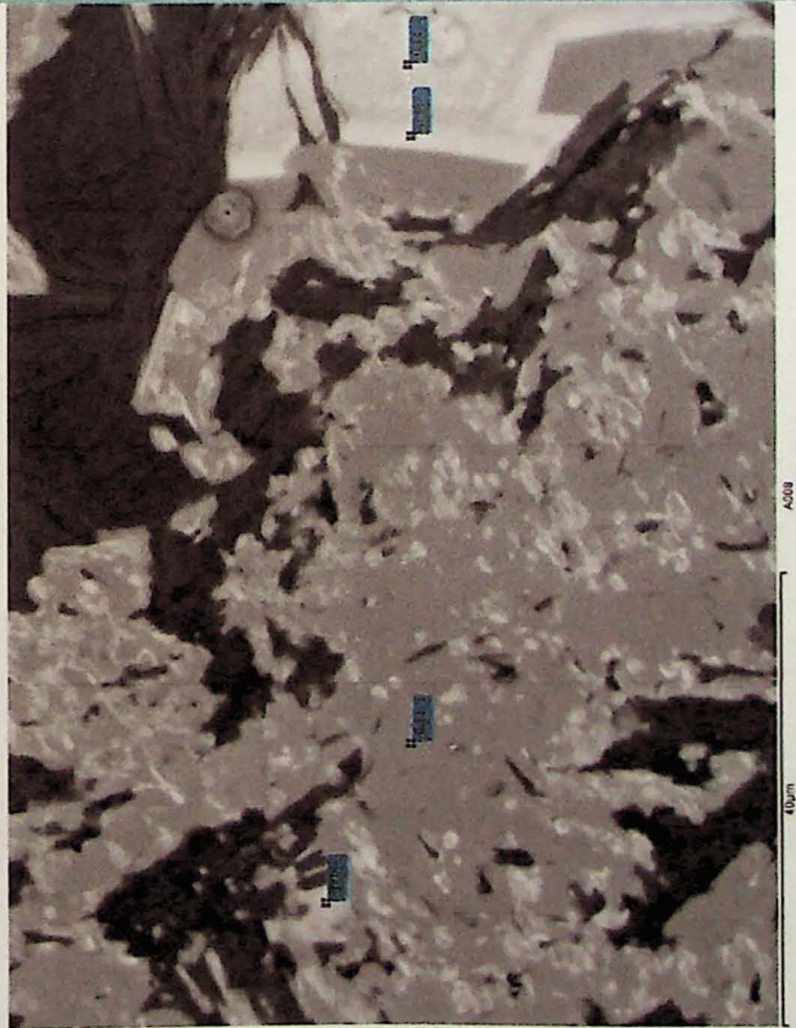


Figura 3 – Imagem de elétrons retroespalhados número A008, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem.

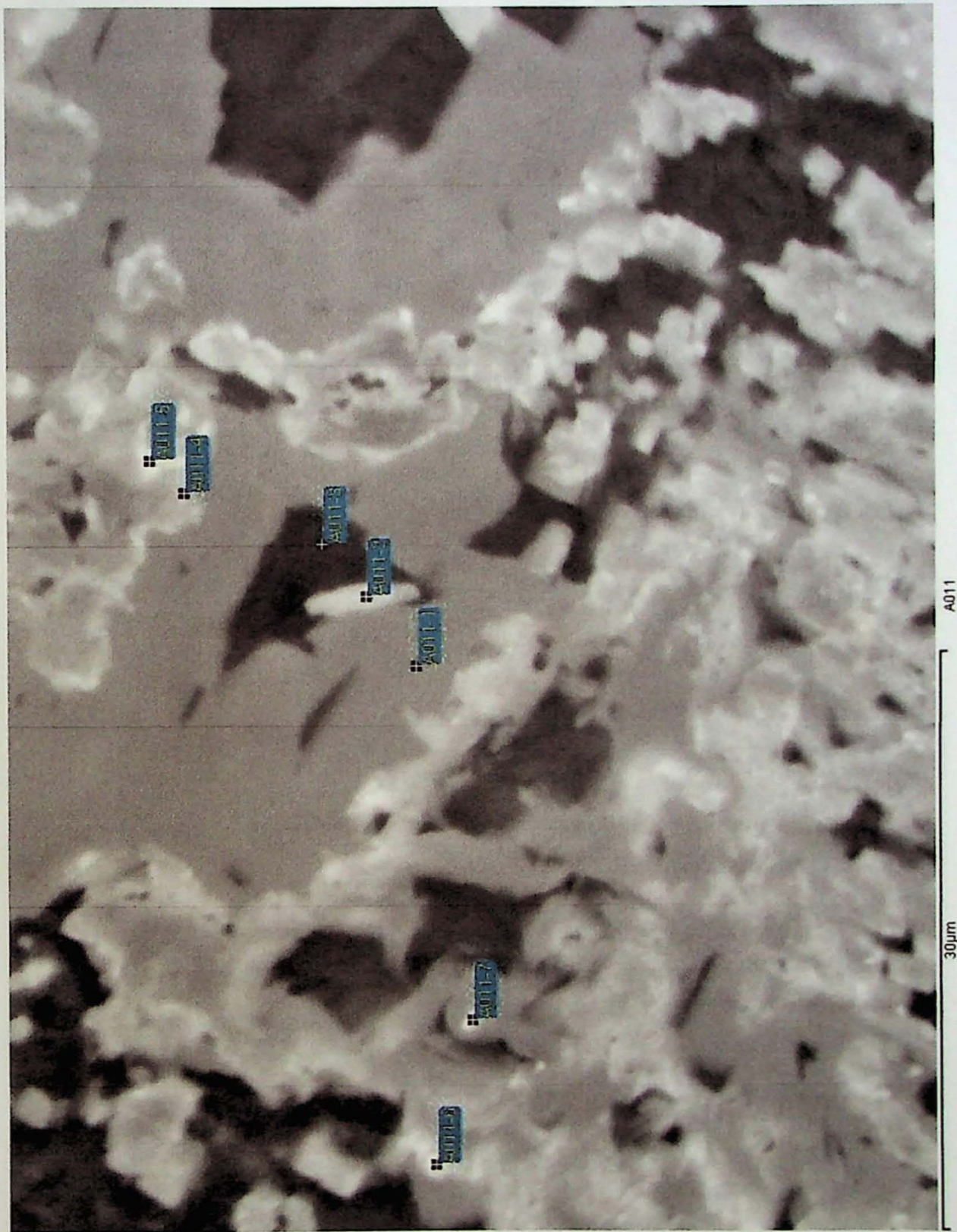


Figura 4 – Imagem de elétrons retroespalhados número A011.

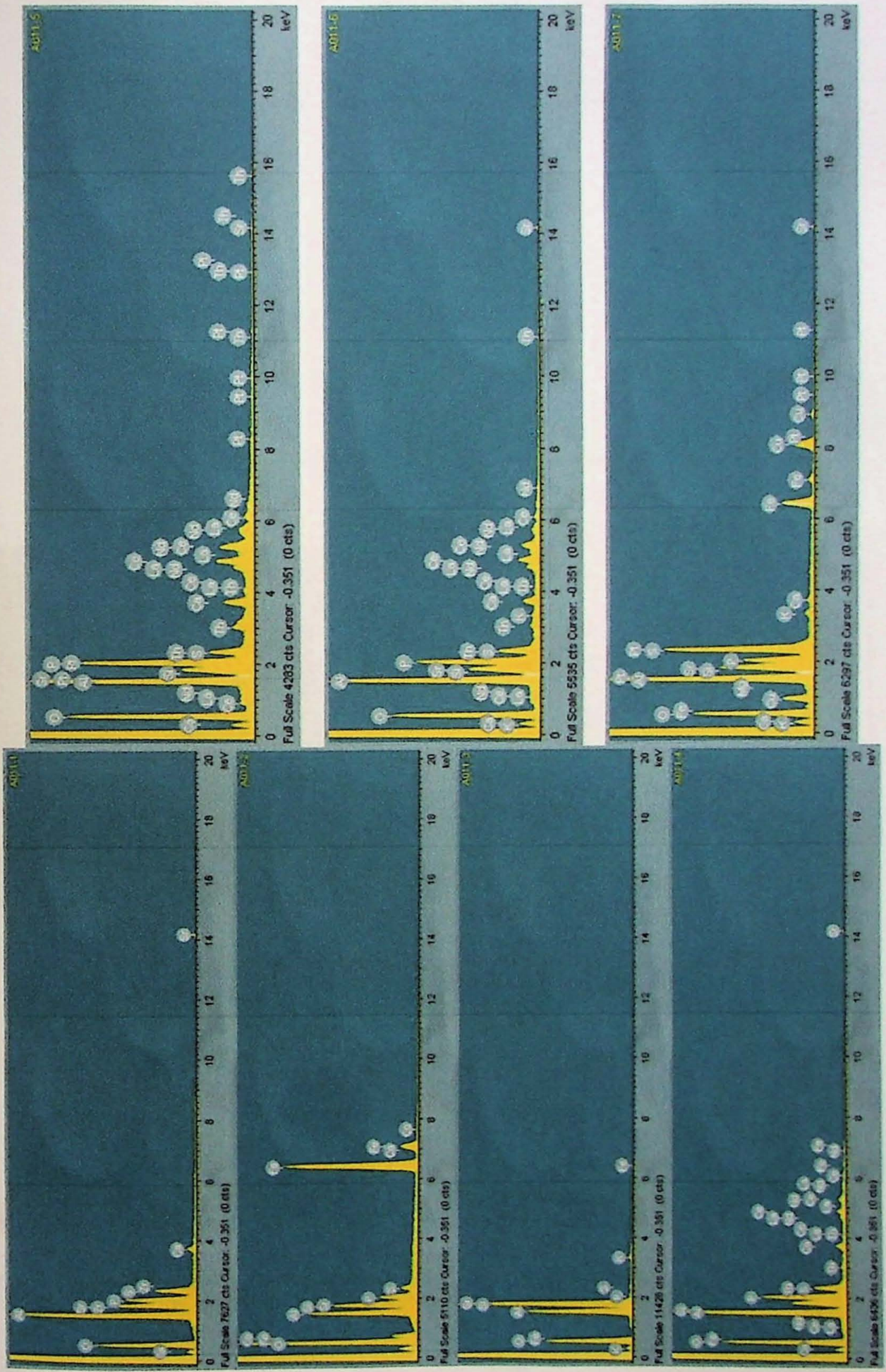


Figura 5 – Espectros de EDS correspondentes a Figura 4. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem A011.

ID	Mineral
01-001	?
01-002	Gorceixita
01-004	Gorceixita com interação de outro mineral
B005-1	?
B005-2	Muscovita
B005-3	Pirofilita
B005-4	?
B005-5	Rutilo
B005-6	?
B005-7	?
B005-8	Gorceixita – Goyazita
B005-9	Gorceixita – Goyazita
B005-10	Rutilo
B005-11	Titânio magnetita

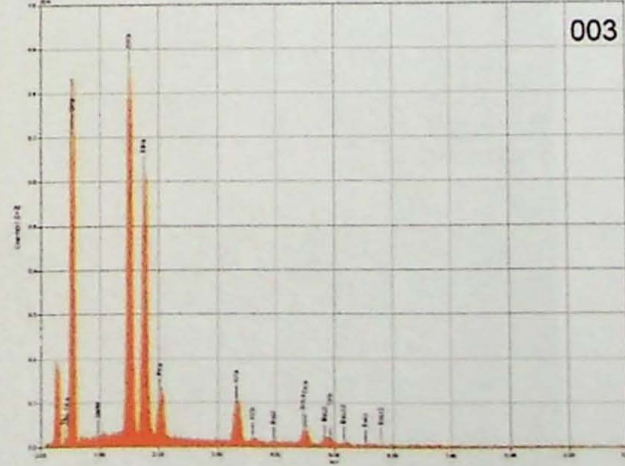
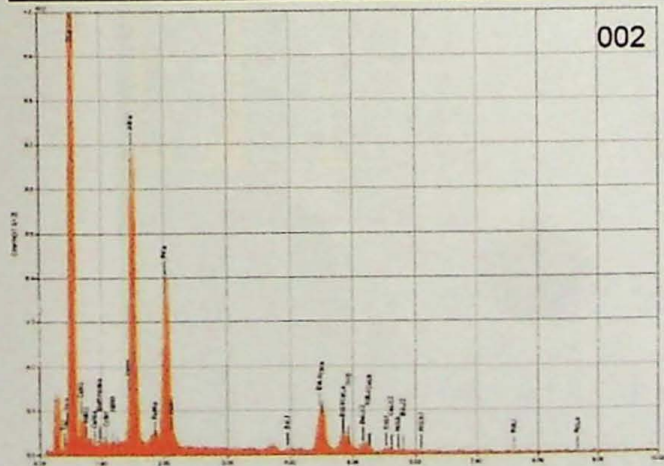
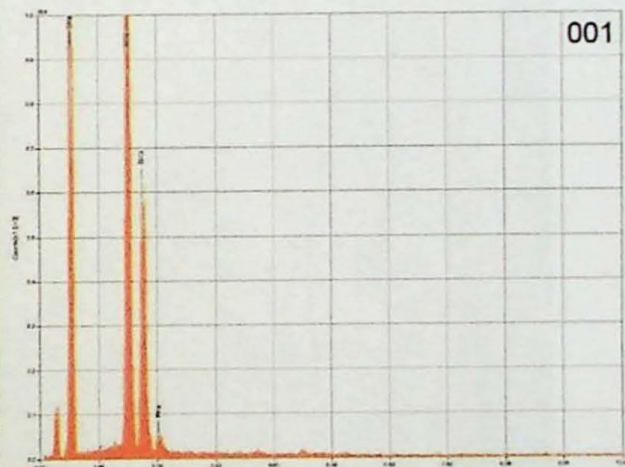
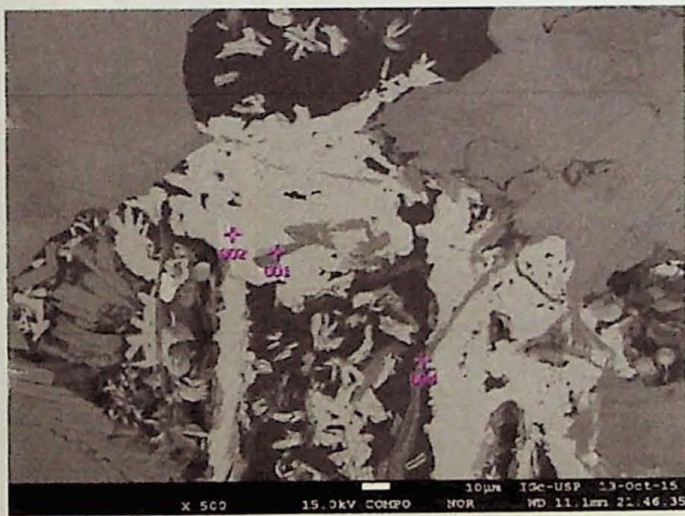


Figura 1 – Imagem de elétrons retroespalhados número 01, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

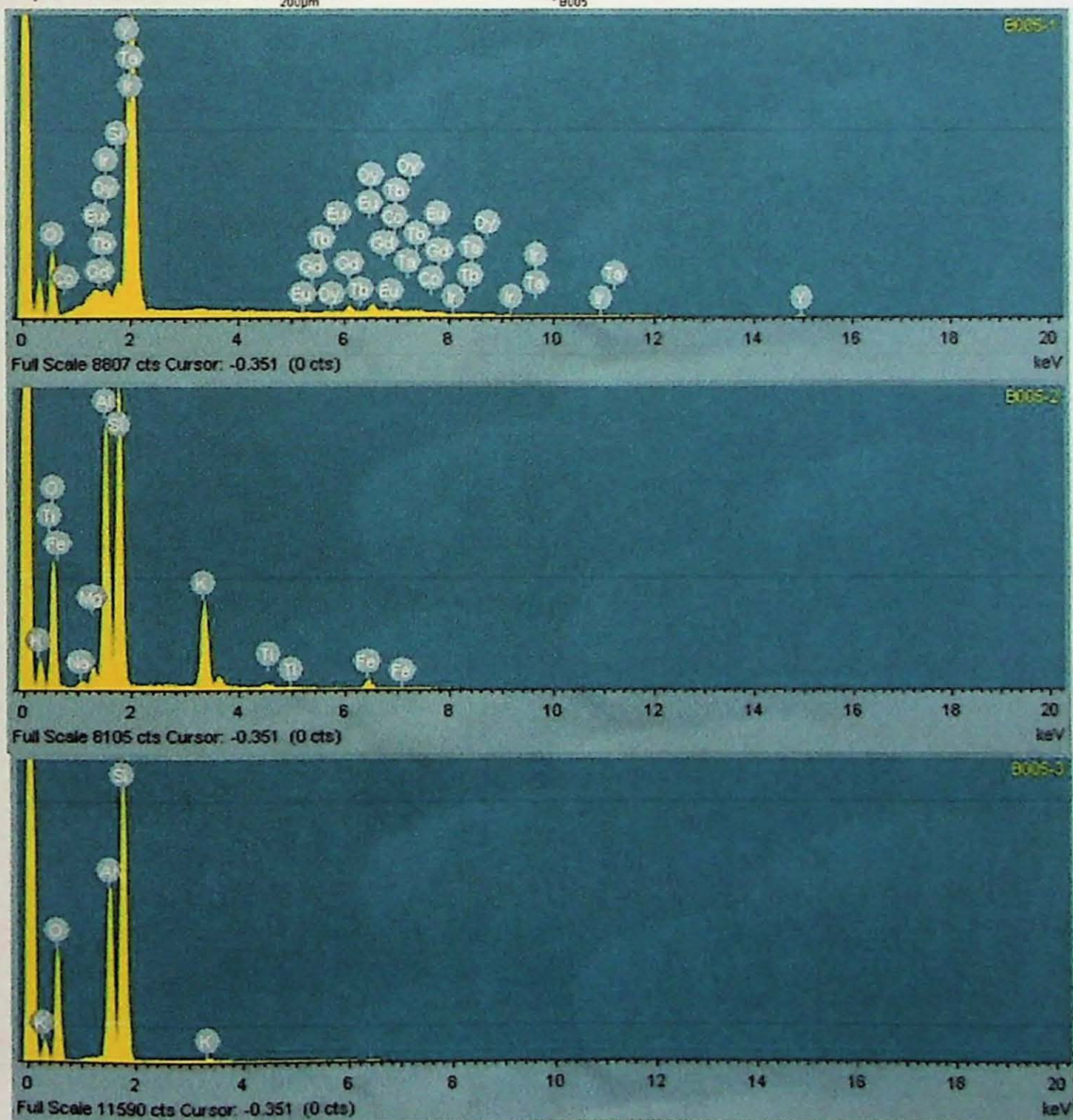
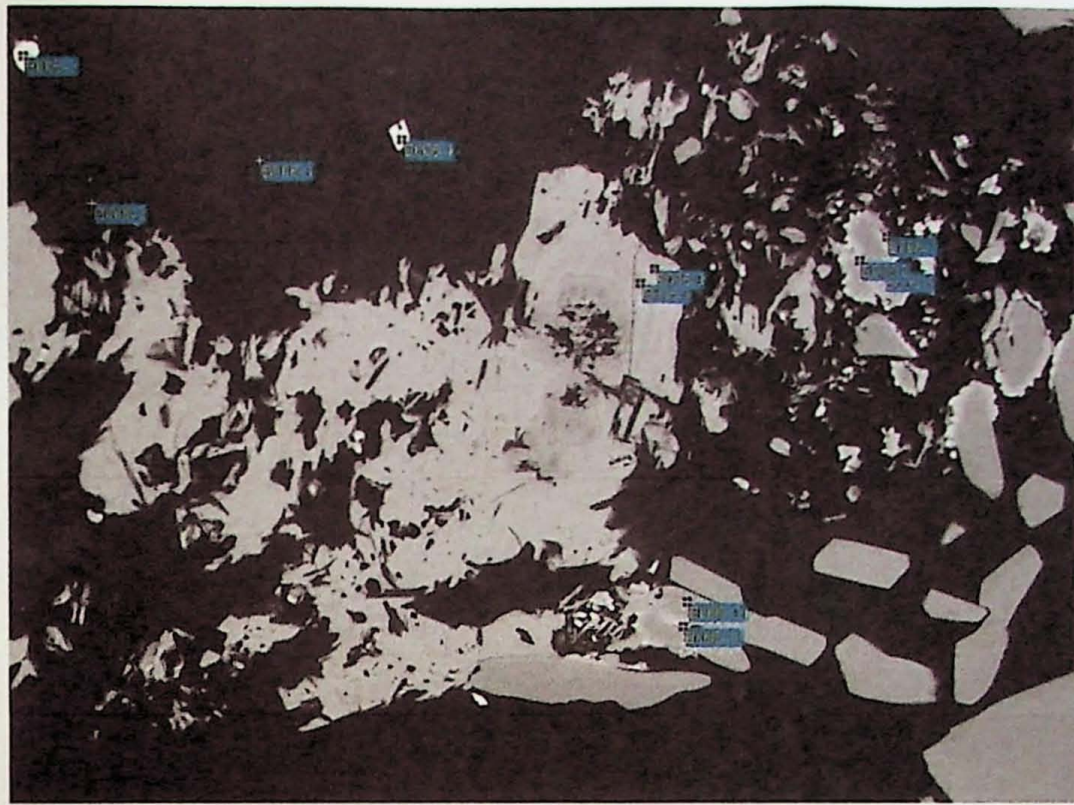


Figura 2 - Imagem de elétrons retroespalhados número B005, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem.

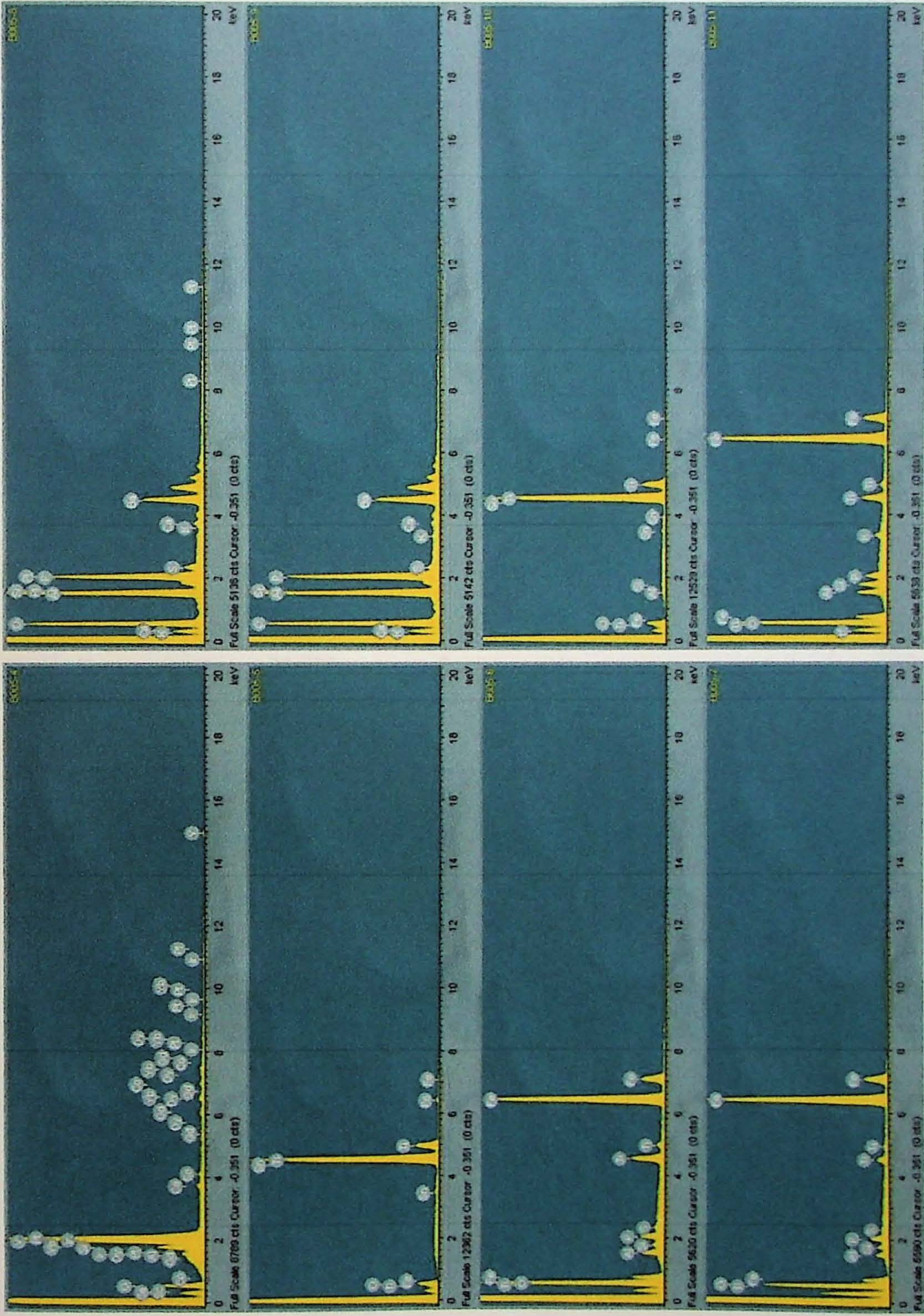


Figura 3 - Espectros de EDS da Figura 2. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto na imagem.

ID	Mineral
01-001	Titânio Magnetita
01-002	Ilmenita
01-003	Titânio Magnetita
01-004	Ilmenita
01-005	Pirita
01-02-001	Calcopirita
01-02-002	Pirita
01-02-003	Pirita
01-02-004	Pirita
02-001	Magnetita com Al
02-002	Magnetita
02-003	Titânio Magnetita
02-004	?
02-005	Magnetita com Al
02-006	?
02-007	Stilpnomelano?
03-001	?
03-002	Flúor-Apatita
03-003	Rutilo
03-004	Ilmenita
03-005	?
03-006	Solução sólida ou mais de um mineral
04-001	Muscovita
04-002	Muscovita
04-003	Ferro-clorita
04-004	Ferro-clorita
04-005	Ferro-clorita
04-006	Ferro-clorita
04-007	Ferro-clorita
04-008	Ferro-clorita
05-001	Mica?
05-002	Mica?
05-003	Mica?
05-02-001	Zircão
05-02-002	Zircão
06-001	?
06-002	Mica?
06-003	Mica?
06-02-001	?
06-02-002	?

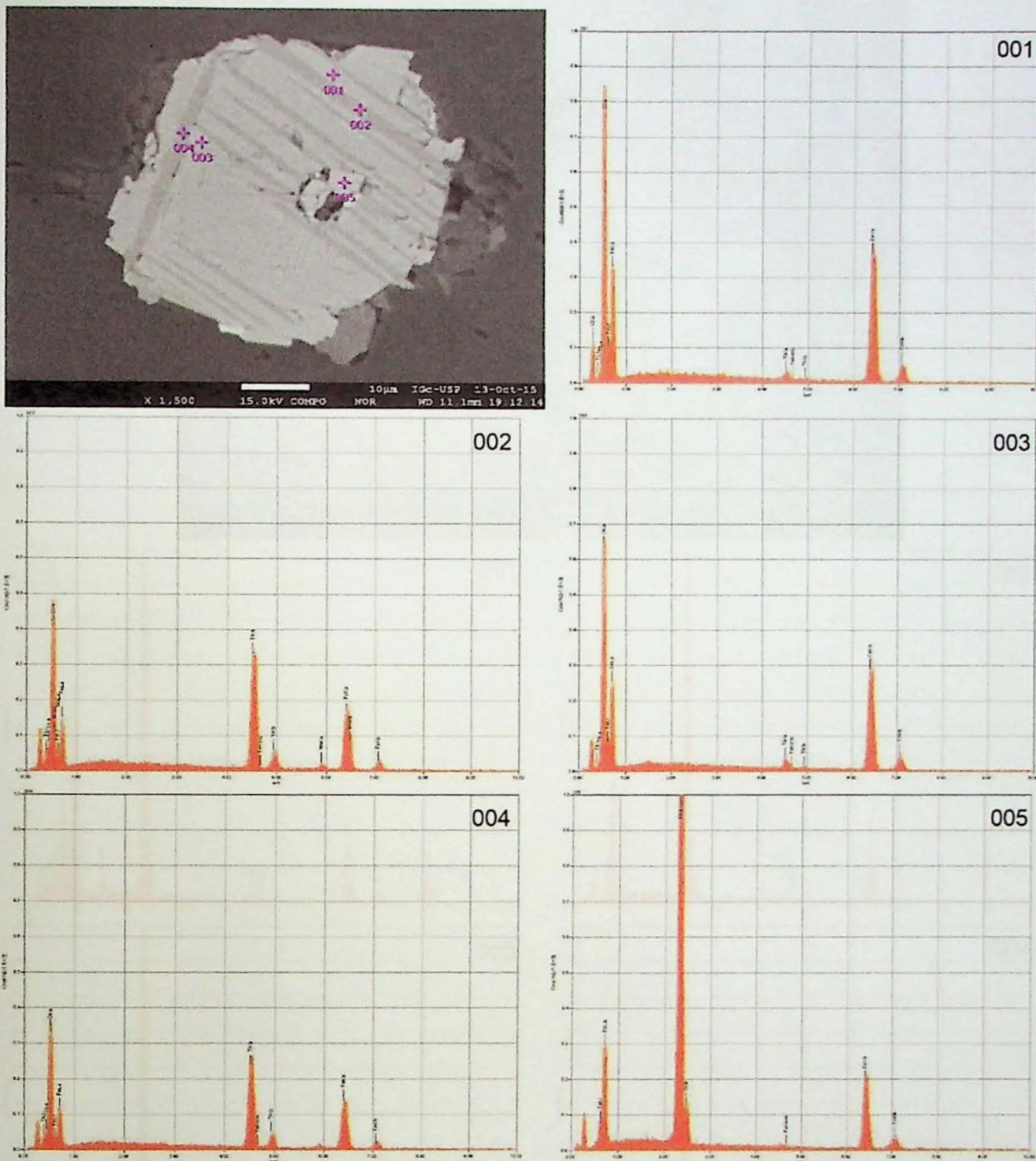


Figura 1 – Imagem de elétrons retroespalhados número 01, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

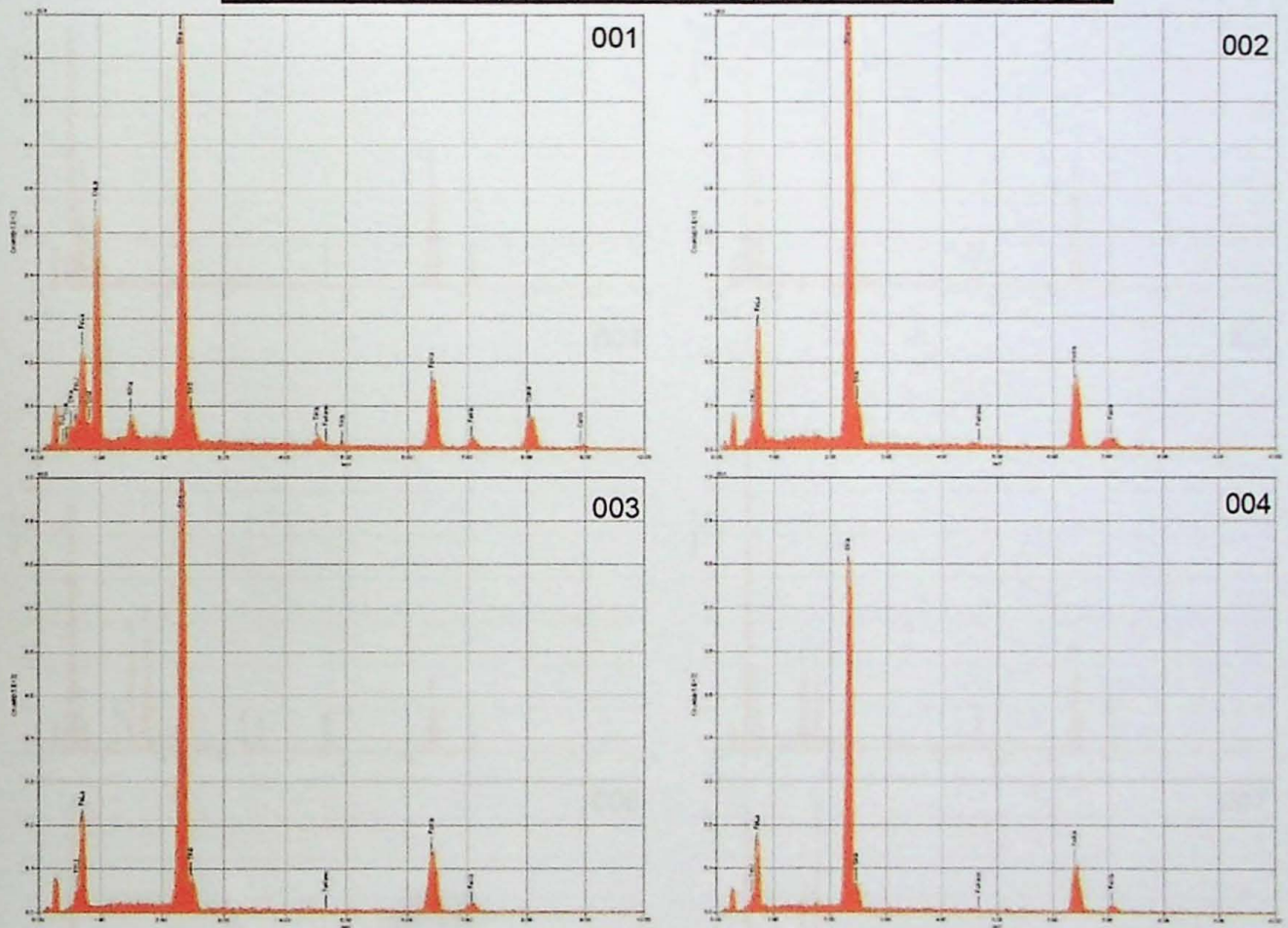
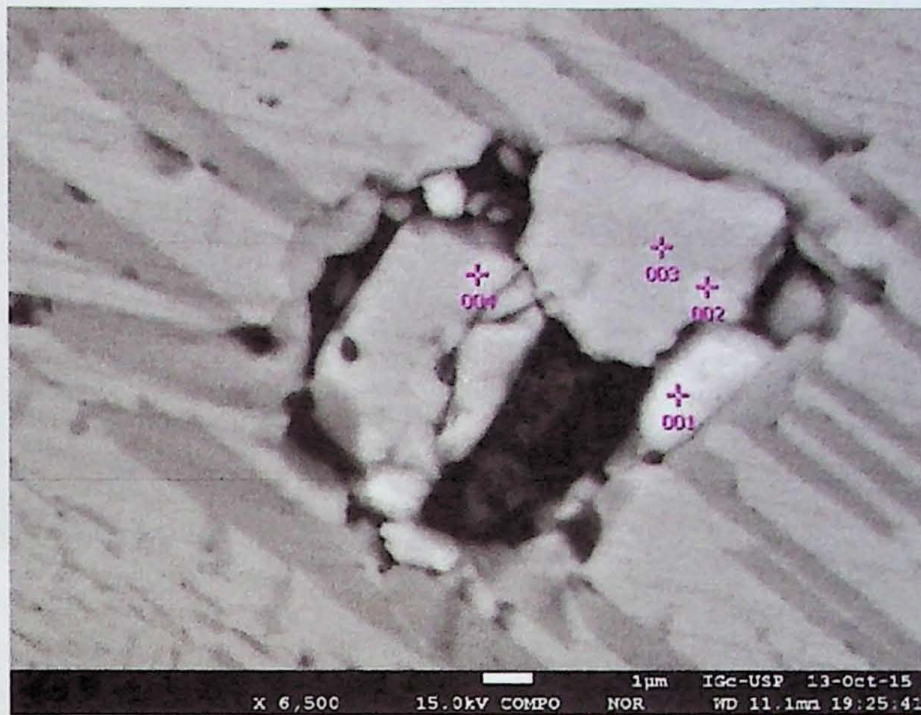


Figura 2 – Imagem de elétrons retroespalhados número 01-02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

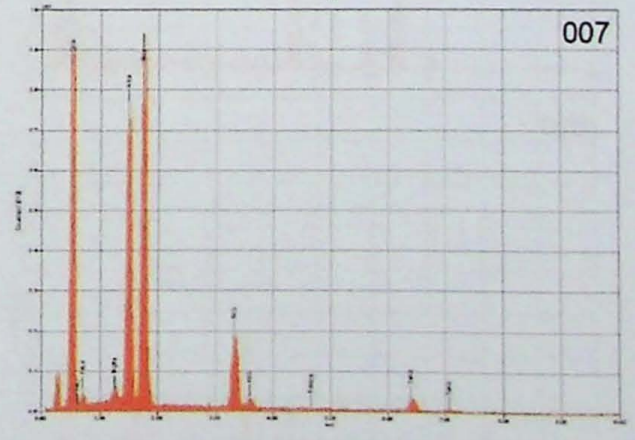
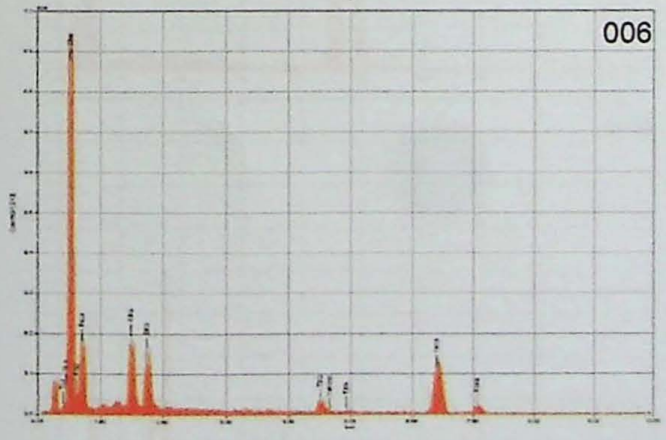
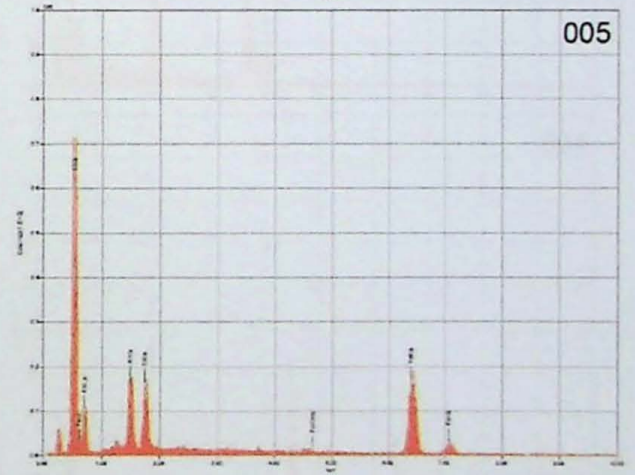
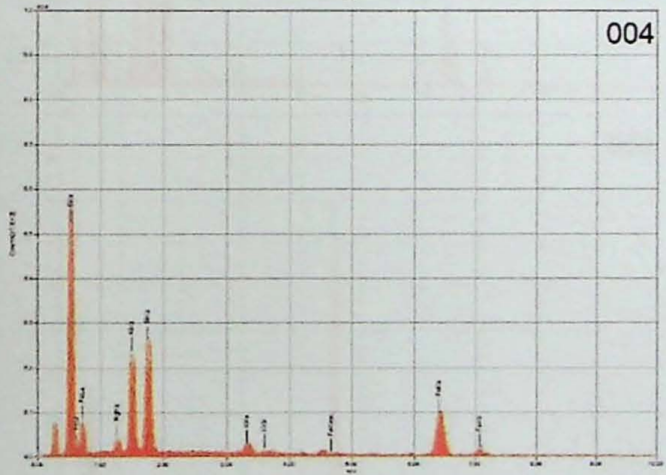
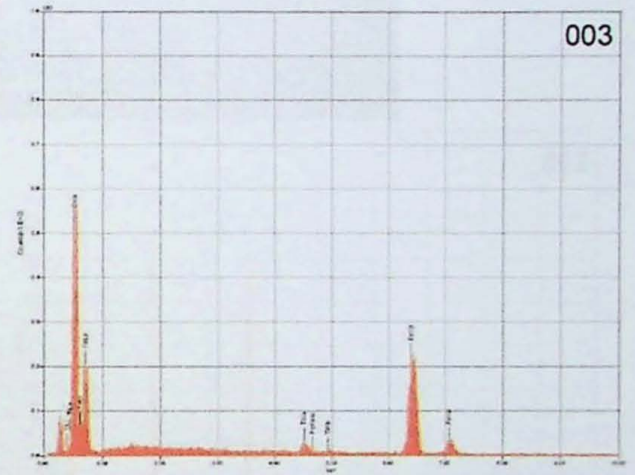
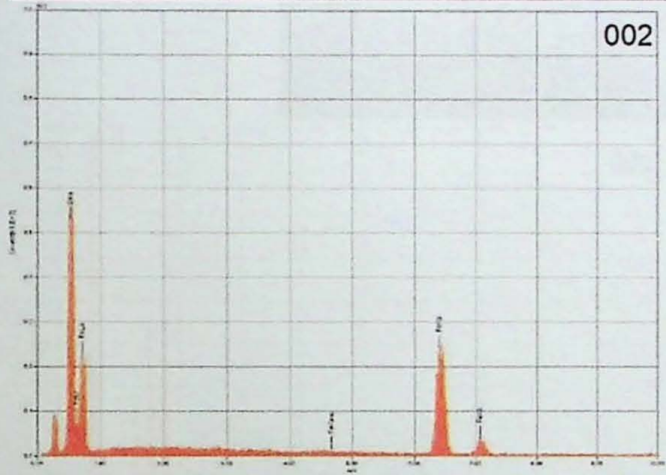
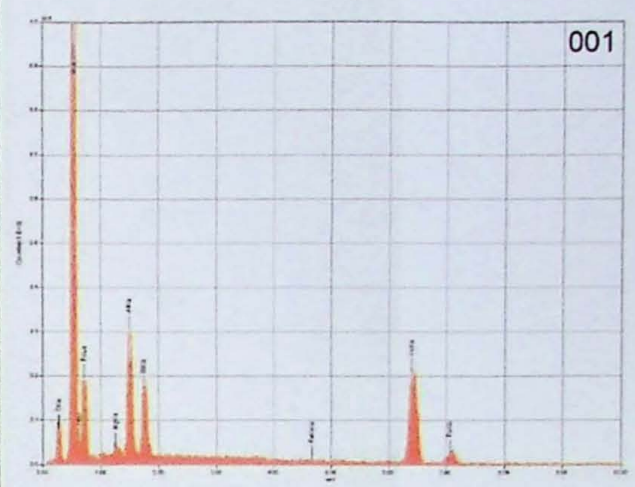
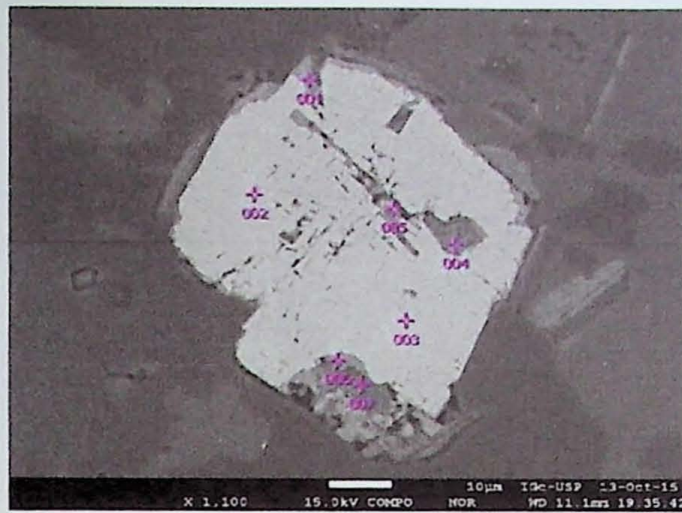


Figura 3 – Imagem de elétrons retroespalhados número 02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

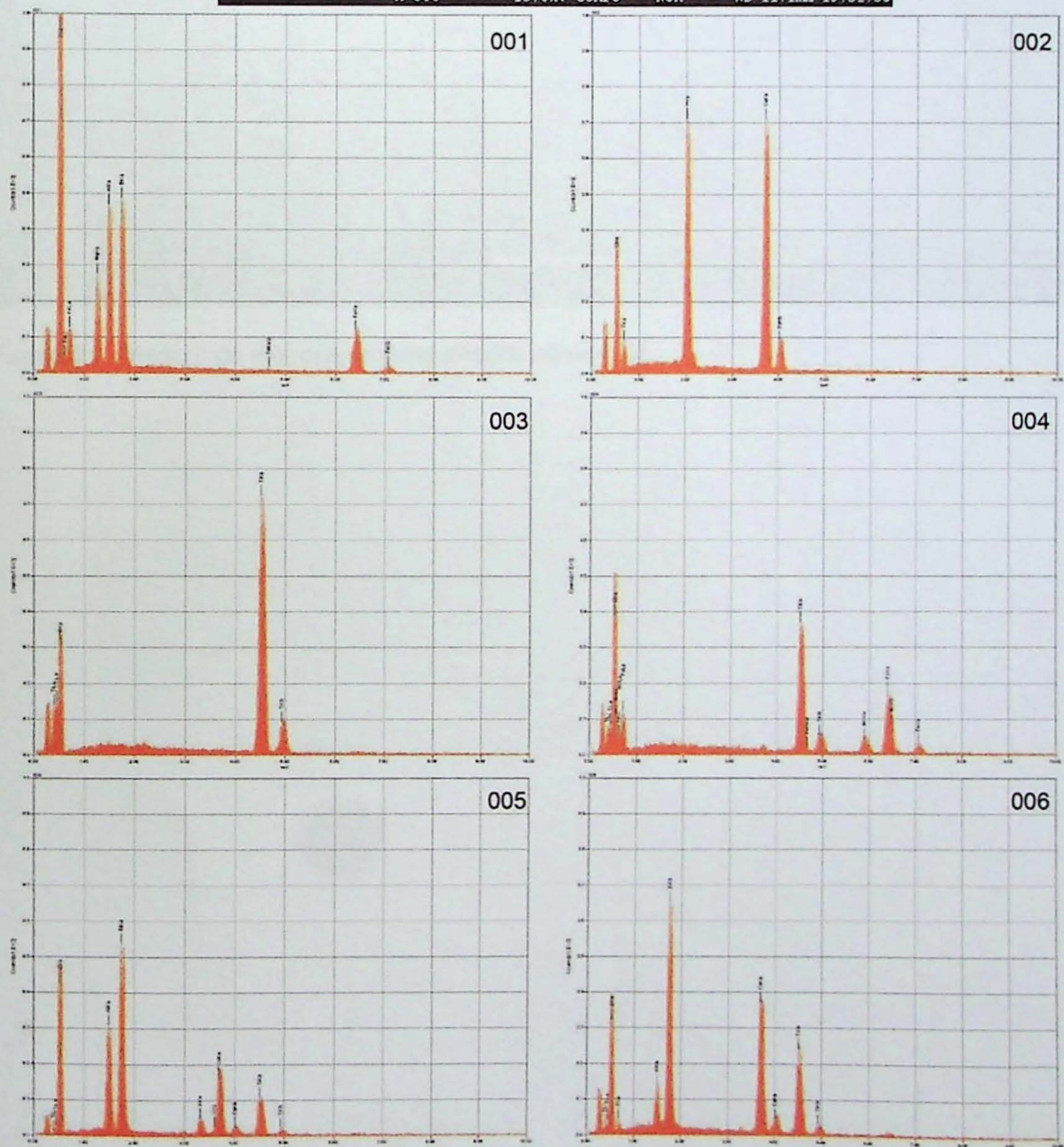
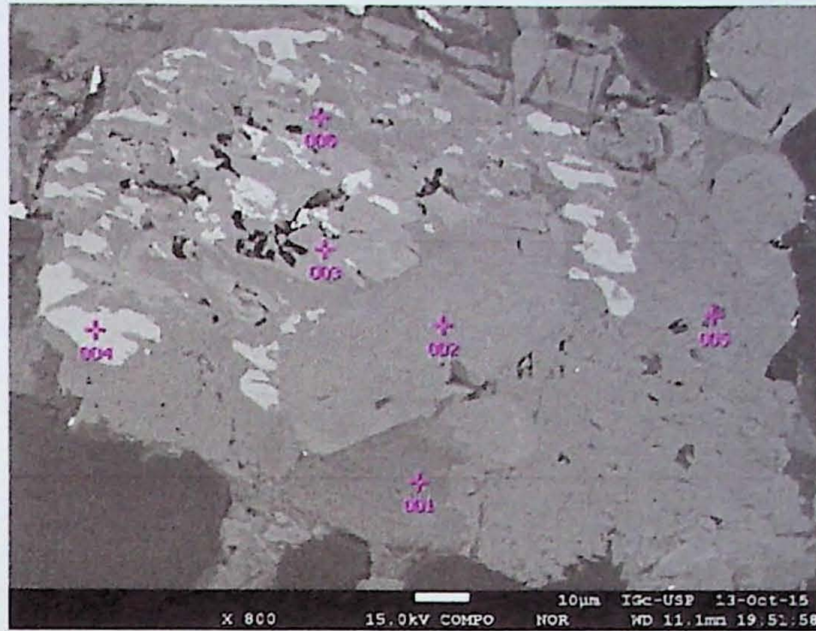


Figura 4 – Imagem de elétrons retroespalhados número 03, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

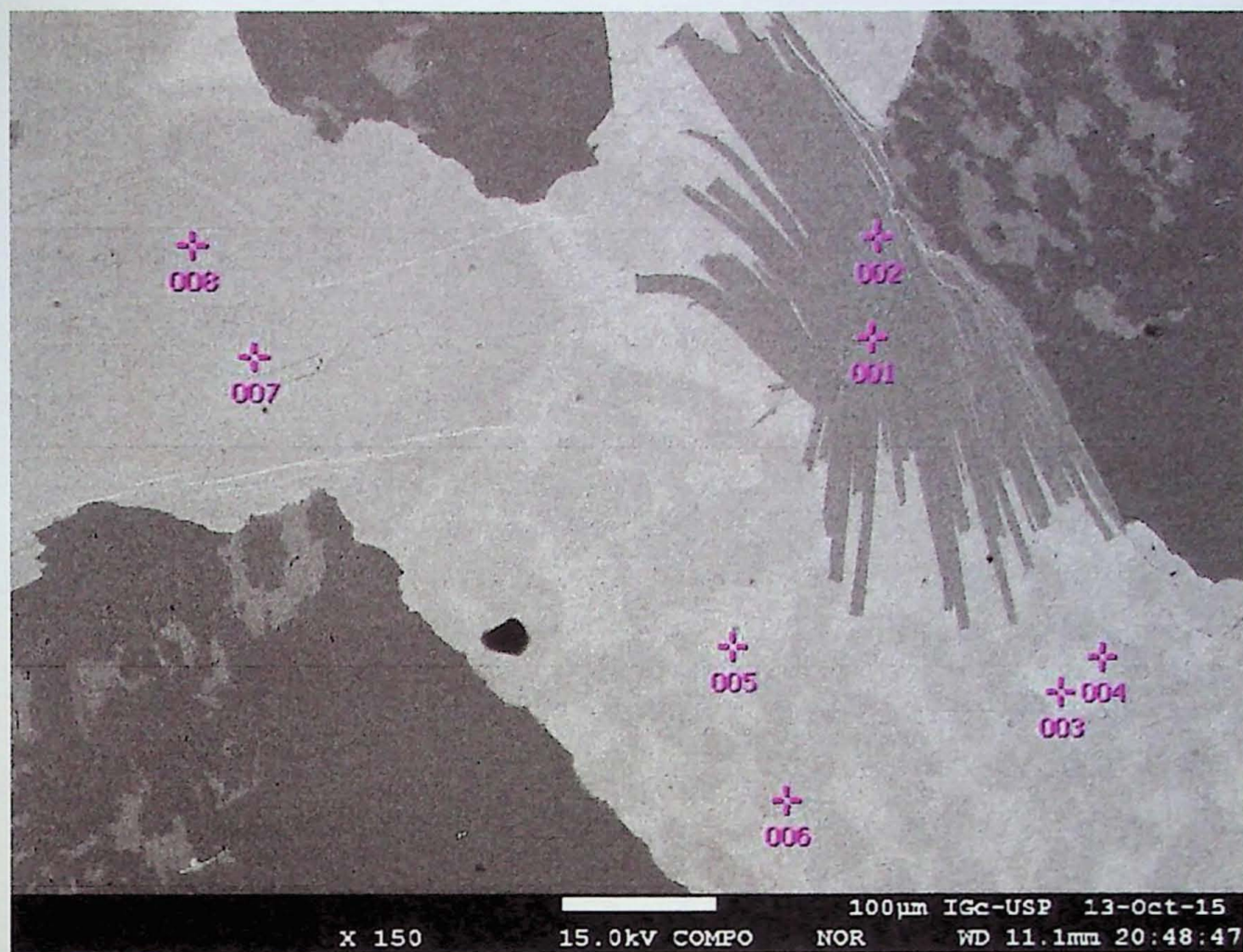


Figura 5 – Imagem de elétrons retroespalhados número 04.

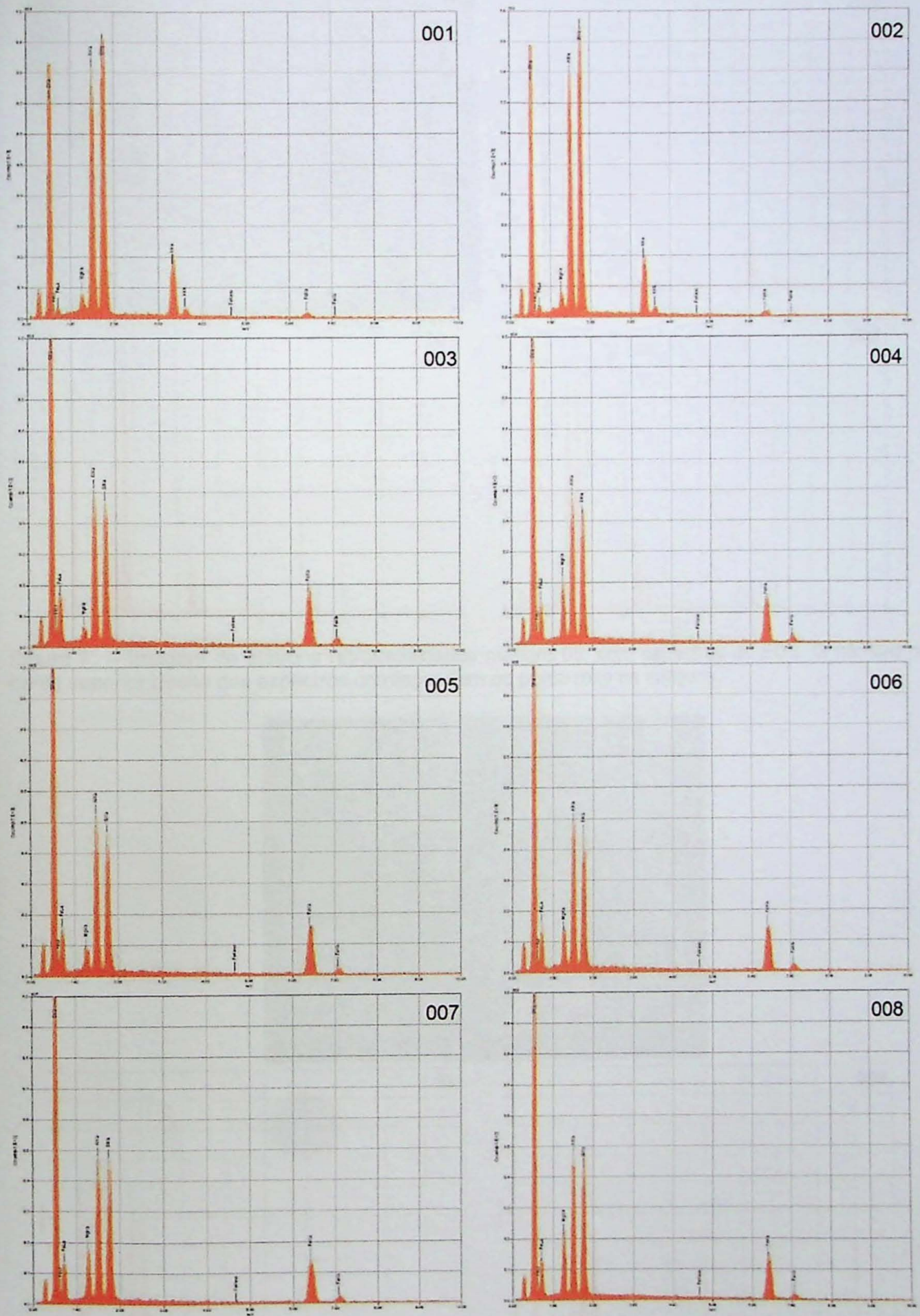


Figura 6 – Espectros de EDS da Figura 5. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

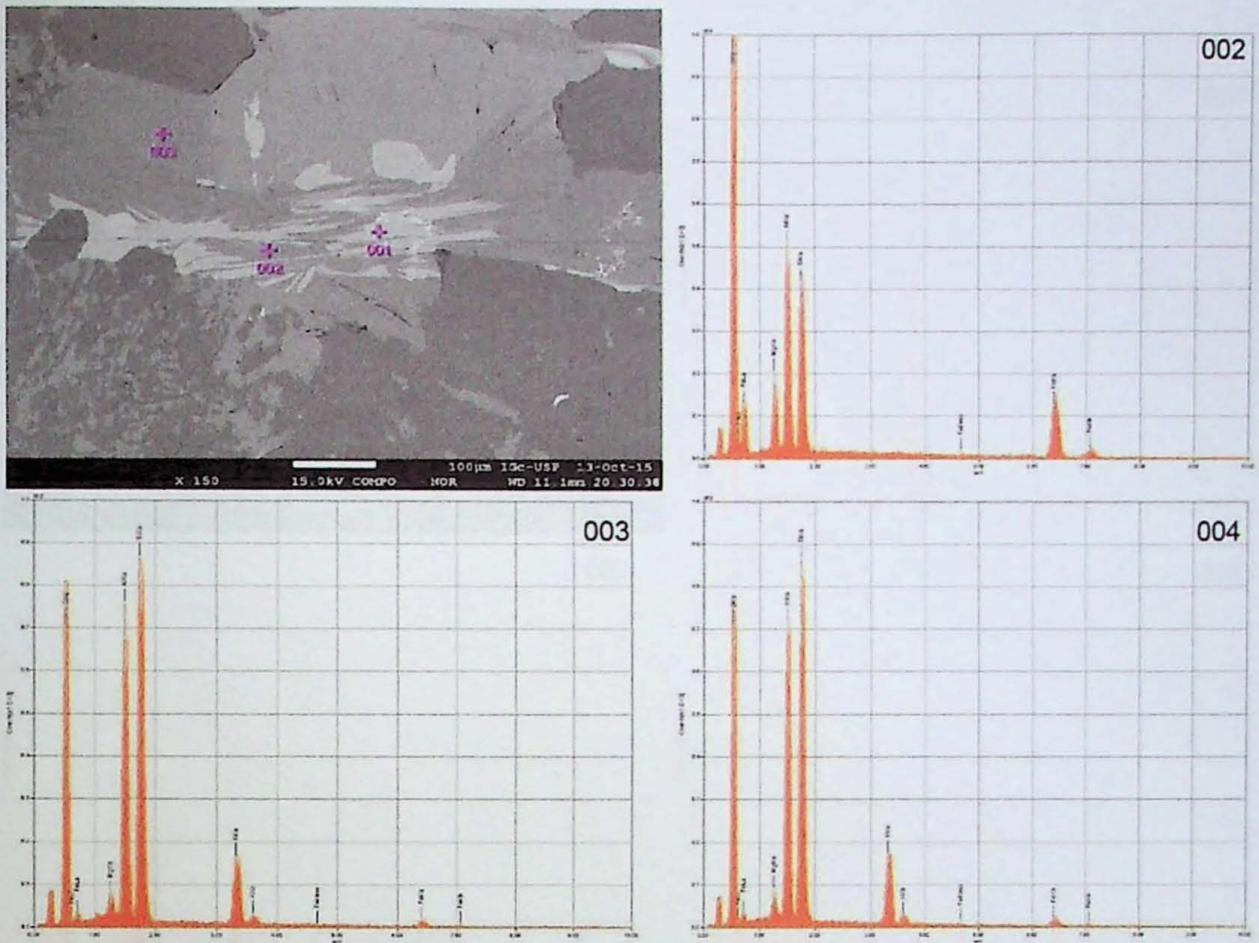


Figura 7 – Imagem de elétrons retroespalhados número 05, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

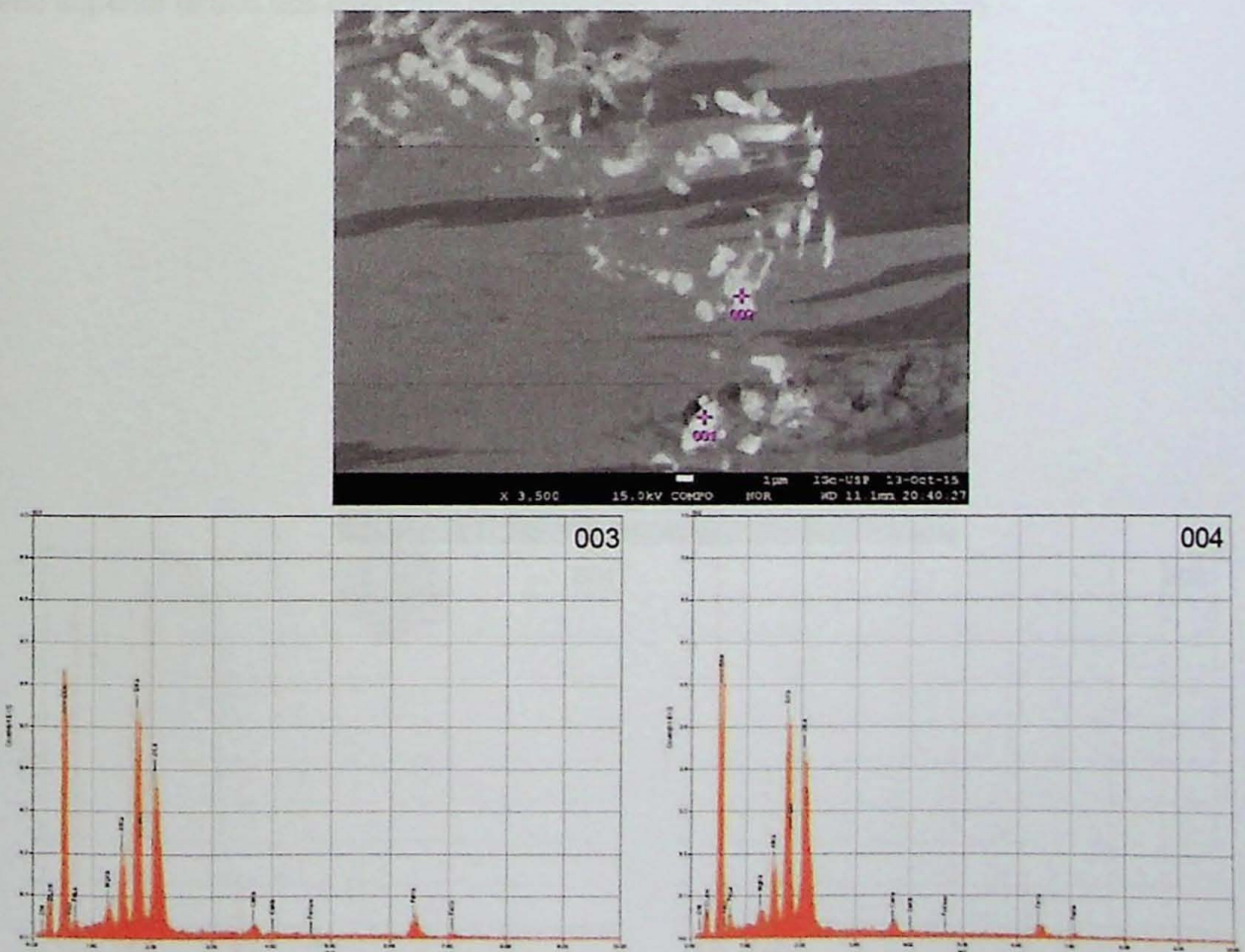


Figura 8 – Imagem de elétrons retroespalhados número 05-02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

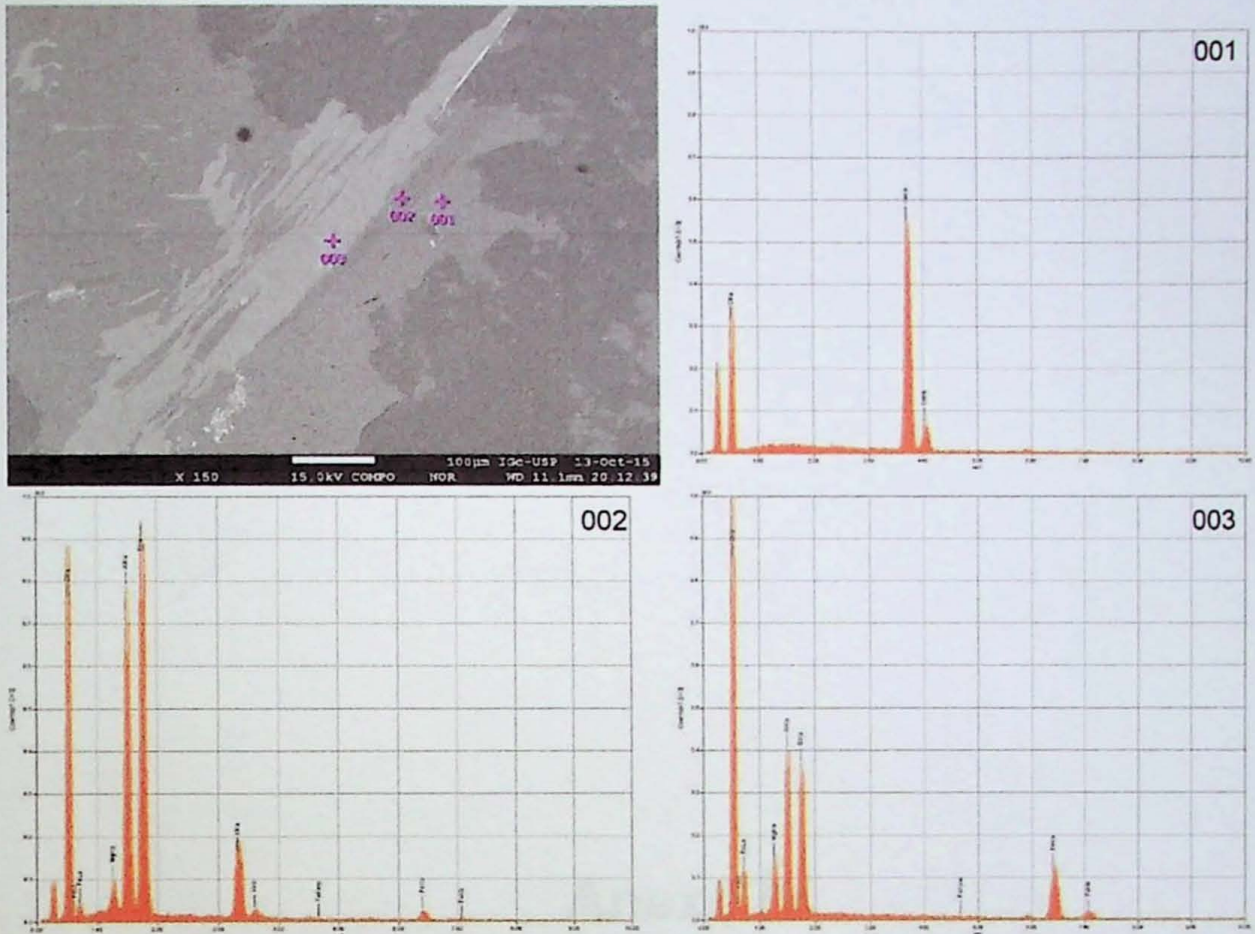


Figura 9 – Imagem de elétrons retroespalhados número 06, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

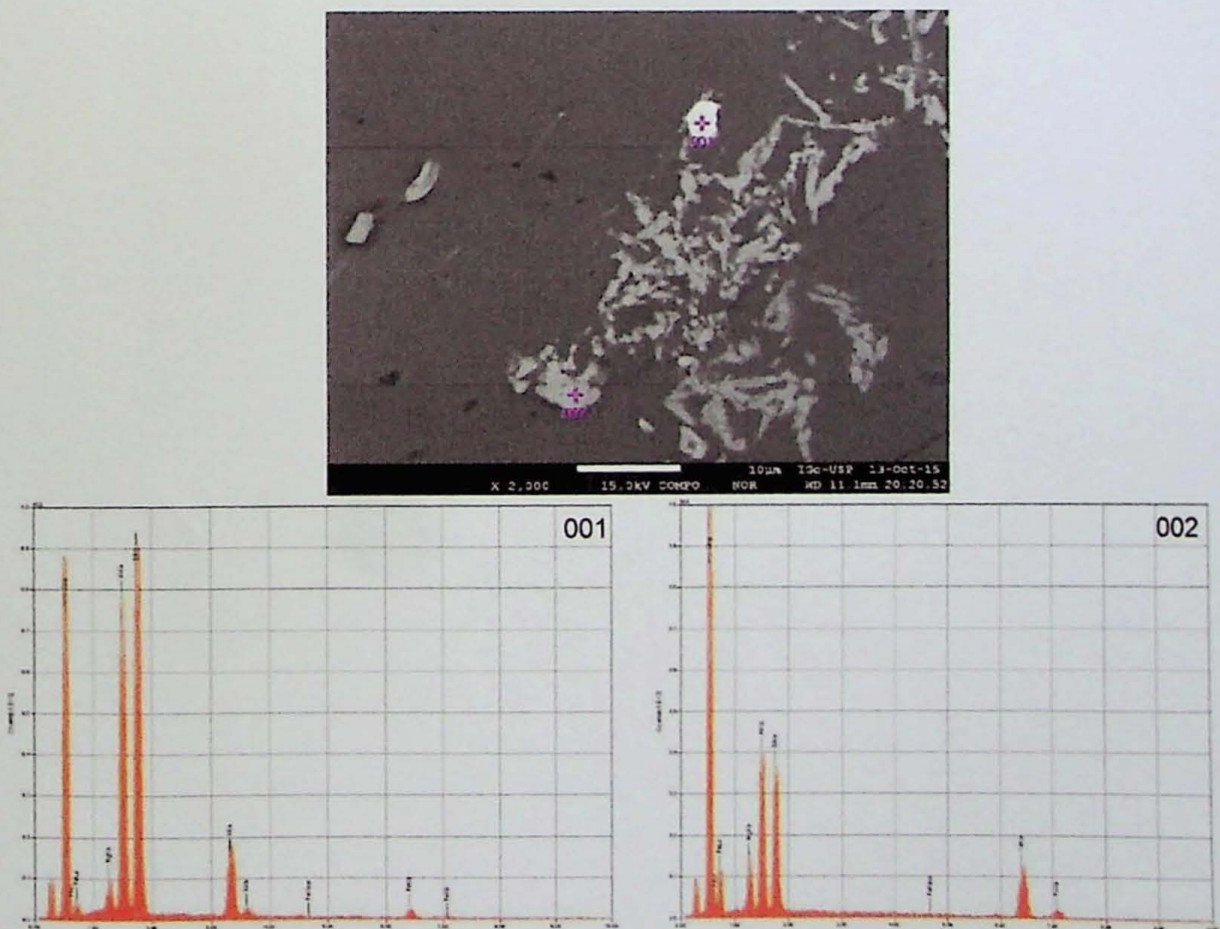


Figura 10 – Imagem de elétrons retroespalhados número 06-02, com espectros de EDS. O número no canto superior direito dos espectros correspondem ao ponto roxo na imagem.

Anexo IV

Dados de Difração de Raios X

