

UNIVERSIDADE ESTADUAL
DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Trabalho de Conclusão de Curso
Graduação em Geologia

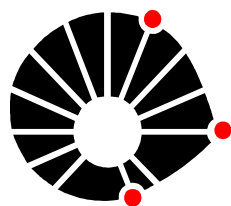
Alteração Hidrotermal tipo *Skarn* do Contato Intrusivo do Gabro de
Apiaí e Metassedimentos da Formação Gorutuba.
Município de Apiaí – SP

Teocarlos Tiago Alita

Orientadora: Profa. Dra. Maria José de Mesquita

Coorientadora: Doutoranda Poliana Iara de Freitas Toledo

CAMPINAS
Junho/2017



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL
DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Trabalho de Conclusão de Curso
Graduação em Geologia

Alteração Hidrotermal tipo *Skarn* do Contato Intrusivo do Gabro de
Apiaí e Metassedimentos da Formação Gorutuba.
Município de Apiaí – SP

Teocarlos Tiago Alita

Trabalho de Conclusão de Curso do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), sob a orientação da Prof. Dra. Maria José de Mesquita e coorientação da Mestra Poliana Iara de Freitas Toledo, como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Maria José de Mesquita

Coorientadora: Doutoranda Poliana Iara de Freitas Toledo

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Ricardo Perobelli Borba
Doutorando Gustavo Henrique Coelho de Melo

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família, pelo apoio, estímulo, cuidados e dedicação.

Agradeço também a todos que, direta ou indiretamente, “implícito” ou “explicitamente” me incentivaram nesta jornada.

Aos amigos do peito, Raphinha, Bliska, “Jaca”, “Xerxão”, Flávio, Lucas Termero, Ester, Fernanda, “Ticken”, Cafu, Tales, “Bonecão”, Zé e Poli pelas palavras de apoio que nunca faltaram, pelas noites de trabalho, estudos, jogos, churrascos... muito obrigado!

Obrigado aos técnicos Dailto, Érica e o companheiro Marciano! Quantas noites até tarde não!

Aos queridos Doutores, Giorgio, Emilson, Ticiano, Pedro Wagner, Robertinho e tantos outros a quem tive o prazer de conhecer neste caminho, obrigado pelos conhecimentos compartilhados.

Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Wanilson, pelo texto maravilhoso escrito à DAC no evento de maio, quando minha matrícula foi cancelada, suas palavras foram inspiradoras e com certeza me motivaram a continuar no caminho.

Um obrigado muito especial e de todo o coração para minha orientadora, Profa. Dra. Maria José de Mesquita, por todas as ideias, paciência e dedicação, eu sei que precisei demais.

Muito Obrigado!

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	VI
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Justificativa.....	3
1.3. Objetivos.....	3
1.4. Localização.....	3
1.5. Aspectos Fisiográficos.....	3
1.6. Aspectos Econômicos.....	5
1.7. Aspectos Históricos: O Patrimônio Natural do Vale do Ribeira.....	5
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	8
3.1. Metamorfismo de Contato.....	8
3.2. <i>Skarn</i> : Origem e Definições.....	10
3.3. Características distintivas.....	11
3.4. Mineralogia do <i>Skarn</i>	13
3.5. Evolução dos <i>Skarns</i> e a Influência da Profundidade.....	15
3.6. Petrogênese e Ambientes de Formação.....	17
4. CINTURÃO OROGÊNICO RIBEIRA.....	21
4.1. Contexto Geológico Regional.....	21
4.2. Magmatismo Neoproterozóico.....	24
5. RESULTADOS.....	26
5.1. Caracterização Geológica.....	26
5.2. Metarritmito.....	26
5.3. Gabro de Apiaí.....	29
5.4. Sienogranito.....	31
6. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO SISTEMA GABRO DE APIAÍ – METARRITMITO.....	33
6.1. Zonas de Metamorfismo de Contato.....	36
6.1.1 Zona da Sillimanita.....	36
6.1.2 Zona do feldspato Potássico.....	36
6.1.3 Zona da Muscovita.....	36
6.2. Zonas de Alteração Hidrotermal Escarnítica.....	38
6.2.1 Zona de Alteração da Granada.....	38
6.2.2 Zona de Alteração do Piroxênio.....	39
6.3. Zona de Alteração do Epidoto.....	40
6.4. Zona de Alteração da Biotita.....	42
6.5. Zona de Alteração da Clorita.....	43
6.6. Zona de Alteração da muscovita.....	44
6.7. Alteração com ilita.....	45
6.8. Martitização.....	45
6.9. Zona de silicificação.....	46
7. DISCUSSÃO.....	47
7.1. Correlação dos Protólitos.....	47
7.2. Metamorfismo de Contato.....	48
7.2.2. Zona do feldspato potássico.....	48
7.2.3. Zona da muscovita.....	48
7.3. Evolução Paragenética do Sistema Hidrotermal.....	49
7.3.1 Fase de Alteração Escarnítica.....	49
7.3.2 Fase de Alteração Retro-Escarnítica.....	49

7.3.3	Zona de Alteração da biotita	51
7.3.4	Zona de Alteração da clorita	51
7.3.5	Zona de Alteração da muscovita	51
7.3.6	Zona de Alteração da illita	51
7.3.7	Martitização.....	52
7.3.8	Silicificação.....	52
7.4.	Sugestão do tipo de escarnito	52
8.	CONCLUSÃO.....	55
9.	REFERÊNCIAS	56
10.	ANEXOS.....	A

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1: Província Mantiqueira, Cinturão Ribeira e Terreno Apiaí, adaptado de Campanha et al., 2015 e Heilbron et al., 2017.	2
Figura 1-2: Localização de Apiaí no estado de São Paulo, em azul esta destacada a principal rota de acesso. Adaptado do Google Earth 2017.	4
Figura 1-3: Mapa da Região do Vale do Ribeira (Todesco, 2010).	6
Figura 1-4: Vista da Usina Plumbum (disponível em: http://www.panoramio.com/user/3675529/tags/-%20Fotos%20-%20Vale%20do%20Ribeira?photo_page=19).	6
Figura 3-1: Diagrama de temperatura-pressão mostrando os vários campos das fácies metamórficas. Fácies: Z=zeólitas, PP=prehnita-pumpellyita, XV=xisto-verde, EA=epidoto-anfibólio, A=anfibolito, G=granulito, XA= xisto azul, E= eclogito, AE=albita-epidoto cornubianito, H= hornblenda cornubianito, P=piroxênio cornubianito e S=sanidina. Obtido do Curso de rochas metamórficas do Professor Dr. Juliani –USP.	9
Figura 3-2: Tipos de formação do <i>skarn</i> e nomenclaturas usuais. A e B: <i>skarns</i> de reação, C: escarnóides e D: exoescarnito e endoescarnito formando zonaamento característico da alteração escarnítica. (Fonte: Meinert, 2007).	12
Figura 3-3: Fotos de amostras dos depósitos de Cu-Mo <i>Skarn</i> de Suerkuduke - East Juggar - China. Em (a) e (b) a escala tem 5cm, são granada <i>skarn</i> , (c) temos um zoneamento típico com maior quantidade de granada – parte proximal, (d) epidoto <i>skarn</i> . Fonte: (Liu et al., 2016).	12
Figura 3-4: Esquema do zoneamento mineral de Kilba Well - Gascoyne Complex. Fonte: (Pirajno, 2009).	14
Figura 3-5: Gráficos ternários para as composições molares (%) de granada e piroxênio para os principais depósitos de <i>skarn</i> . Os "end members" são: Ad=andradita, Gr=grossulária, Al=almandina, Sp=espessartina, Hd=hedemberguita, Di=diopsídio, Jo=johannsenita. Fonte: Einaudi et al. (1981) e Meinert (2007).	16
Figura 3-6: Estágios da evolução de um <i>skarn</i> relacionado à plúton. (A) intrusão inicial e metamorfismo das rochas sedimentares. (B) recristalização metamórfica, as mudanças refletem a composição do protólito, o bimetassomatismo local e a circulação de soluções geram vários minerais calcio-silicatados (<i>skarns</i> de reação e escarnóides) em litologias impuras e nas fronteiras das soluções hidrotermais. (C) cristalização e liberação de fases aquosas resultando em <i>skarn</i> metassomático controlado por soluções hidrotermais. Notar que o <i>skarn</i> profundo é menor relativamente ao tamanho da auréola de alteração. (D) Resfriamento e circulação de água meteórica causam o retrometamorfismo das assembleias metamórficas e cálcio-silicatadas. Notar que a alteração retrógrada é mais extensa em zonas rasas. Fonte: (Meinert, 2007).	16
Figura 3-7: Gráfico da composição máfica média de plútons X diferenciação dos plútons medida em enriquecimento de sílica (%), associados a diferentes tipos de <i>skarn</i> . Neste gráfico um magma	

primitivo, como o gabróico, estaria plotado próximo a região de Fe; magmas mais diferenciados como graníticos a tonalíticos estão próximos de Sn e Mo. Retirado de Minert, 1993.	18
Figura 3-8: Modelos tectônicos da formação do <i>skarn</i> , idealizados por Minert (2005).	20
Figura 4-1: Mapa Geotectônico simplificado da parte SE do Brasil destacando o Cinturão Ribeira, composto pelos Terrenos São Roque, Embu e Apiaí a norte (onde se localiza a área de trabalho), Curitiba e Luiz Alves ao sul. Unidades Geológicas: Complexo Atuba (At), Formação Rio das Cobras (Rc), Formação Turvo-Cajati (Tc), Formação Capirú (C), Gnaiss Tigre (T), Grupo Serra do Itaberaba (It), Grupo São Roque (Sr), Grupo Votuverava (V), Formação Água Clara (Ac), Grupo Lajeado (L), Grupo Itaóca (Ic). Fonte: retirado de Campanha et al., 2015.	22
Figura 4-2: Coluna Estratigráfica do Grupo Lajeado. Adaptado de Campanha et al, 2015.	24
Figura 5-1: Mapa geológico local, em destaque a área de trabalho. Confeccionado a partir dos dados de mapeamento de Apiaí feito pela CPRM em 2012.	27
Figura 5-2: Dobras do metarritmito próximo ao contato com gabro.	28
Figura 5-3: Amostra do metarritmito da Formação Goutuba, com bandamento de cor e composição.	29
Figura 5-4: Fotomicrografia do metarritmito com porfiroblasto de hematita (Hem) e goethita (Gt), em matriz de quartzo (Q) e clorita (Chl).	29
Figura 5-5: Afloramento do Gabro de Apiaí próximo à sede do CIEM-CPRM em Apiaí.	30
Figura 5-6: Detalhe das famílias de falhas que ocorrem no gabro, Pedreira de saibro – Estrada Apiaí-Iporanga.	31
Figura 5-7: Fotomicrografia do Gabro de Apiaí inalterado. Legenda: magnetita (Mag), plagioclásio (Pl), augita (Aug), ortopiroxenio (Opx), ilmenita (Ilm). PPL=nicóis paralelos, XPL=nicóis cruzados, RL= luz refletida.	31
Figura 5-8: Em (A) ocorre pequena apófise de sienogranito entre o bandamento do metarritmito. Em (B) amostra de mão de sienogranito.	32
Figura 5-9: Fotomicrografia do sienogranito, contendo anfibólio (Anf), quartzo (Q), feldspato potássico (K-f), (A) vista em nicóis paralelos e (B) vista em nicóis cruzados.	32
Figura 6-1: Perfil esquemático da Pedreira – Apiaí-Iporanga, indicando as diversas zonas de alteração hidrotermal do contato entre o Gabro de Apiaí e os metarritmitos da Formação Gorutuba, topo do Grupo Açungui.	34
Figura 6-2: Bloco esquemático de metarritmito, onde as bandas, originalmente primárias, foram substituídas pelas zonas de alteração hidrotermal. As bandas marrom avermelhadas escuras representam a zona da granada (Grt), as bandas verde escuras a zona do piroxênio (Px), as bandas laranja avermelhadas claras correspondem a zona do epidoto (Ep) com hematita (Hem), os níveis	

finos branco acinzentados representam a zona do quartzo (Q) e a zona do quartzo-microclínio (Mc), e as bandas verdes mais espessas são compostas por biotita (Bt) e/ou clorita (Chl). 35

Figura 6-3: Fácies do metamorfismo de contato no Gabro de Apiaí: (A) em nicóis paralelos (PPL), cristais aciculares com hábito radiado de sillimanita (Sill) em equilíbrio com rutilo xenomórfico, parcialmente transformados em biotita (Bt) e ilmenita (Ilm1) na zona da sillimanita; (B) mesma imagem em nicóis cruzados (XPL); (C) zona do feldspato potássico (K-f); (D) mesma imagem vista a nicóis cruzados; (E) zona da muscovita, com muscovita (Ms) poiquilítica em equilíbrio com nova geração de ilmenita (Ilm2); (F) zona da muscovita vista a nicóis cruzados. Outros minerais, Mnz=monazita. 37

Figura 6-4: Imagem obtida por MEV-EDS, inclusões de rutilo em sillimanita na zona da sillimanita. Detalhe de grão de rutilo alterado a ilmenita 1 (Ilm). 38

Figura 6-5: Zona de alteração hidrotermal da granada no metarritmio. A granada (Grt) está alterada a pistacita (Pis) e zoisita (Zo), e envolta por quartzo (Q). XPL=nicóis cruzados. 39

Figura 6-6: Imagem obtida no MEV. Granada (Grt) na zona de alteração da granada, alterada para biotita (Bt) e zoisita (Zo), e envolta por quartzo (cores negras). 39

Figura 6-7: Zona de alteração do piroxenio em metarritmio: (A) amostra de mão com banda central de epidoto e bandas laterais de piroxenio; (B) Fotomicrografia mostrando um grão relicto de diopsídeo (Cpx), parcialmente substituído por epidoto (Ep). Outros: Q=quartzo. 40

Figura 6-8: Zona de alteração do epidoto em metarritmio: (A) Amostra de mão com níveis marrom avermelhados de epidoto; (B) Fotomicrografia mostrando as variedades zoisita e clinozoisita; (C) Fotomicrografia mostrando clacopirita (Ccp) associada a epidoto, a ilmenita 4 (Ilm) aparece como traço ao redor do epidoto. 41

Figura 6-9: Zona de alteração da biotita: (A) fotomicrografia do gabro mostrando a biotita (Bt) amarela poiquilítica, com inclusão de ilmenita (Ilm) e alteração a clorita (Chl) e muscovita (Ms); (B) fotomicrografia do metarritmio mostrando biotita vermelha (fotomicrografia de luz plana e polarizada). 42

Figura 6-10: Zona de alteração hidrotermal da clorita; (A) Fotomicrografia do metarritmio mostrando clorita (Chl) marcando foliação concordante ao bandamento, está envolta por quartzo primário (Q); (B) fotomicrografia mostrando clorita ferrosa com inclusão de ilmenita (Ilm) e epidoto (Ep). 43

Figura 6-11: Zona de alteração da muscovita: A- banda branco-acinzentada de lente de sienogranito alterado em metarritmio alterado. Muscovita grossa em matriz de quartzo-feldspato-ilita. B- fotomicrografia do sienogranito mostrando muscovita (Ms) como produto de alteração de feldspato potássico (K-f). 44

Figura 6-12: Fotomicrografia do gabro alterado, cristais de feldspato potássico (K-f) reliquias com bordas alteradas para ilita. 45

Figura 6-13: Fotomicrografia do metarritmio cloritizado, mostrando martitização da magnetita (Mag) em hematita (Hem), com formação de goethita (Gt) as bordas. 46

Figura 6-14: Zona de silicificação: fotomicrografia do metarritmito, com cavidades de quartzo (Q).46

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3-1: Alguns minerais comuns encontrados nos <i>skarns</i> (Pirajno, 2009).	14
Tabela 3-2: Dados de alguns depósitos de <i>skarn</i> em sistemas porfíricos (A) e não porfíricos (B), adaptado de Pirajno, 2009.	18
Tabela 7.2.3-1: Evolução da Paragênese Hidrotermal do contato Gabro de Apiaí-Formação Gorutuba.	50

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Mapa litológico de Apiaí, notar a localização do Granito Apiaí a NW.....	A
---	---

RESUMO

No Terreno Apiaí – Cinturão Ribeira Sul (sudoeste de São Paulo e divisa com Paraná), o contato intrusivo entre o Gabro de Apiaí (877 Ma) e a Formação Gorutuba (topo estratigráfico do Grupo Lajeado – Supergrupo Açungui, mesoproterozóico), apresenta cornubianitos bandados formados por metamorfismo térmico. Nos bandamentos do cornubianito ocorrem rochas com mineralogia composta por granada e piroxênio. As rochas têm granulação fina, são rosadas (granada) e verdes (piroxênio), estruturalmente controladas pelo bandamento primário do protólito sedimentar. Rochas com composição e as características observadas são classificadas, como escarnóides e, neste caso, tem estilo estratiforme. O objetivo geral do presente trabalho é entender este sistema hidrotermal, e identificar se é do tipo *skarn*, para isso os litotipos mencionados foram amostrados e examinados, por petrografia em microscópio óptico e MEV acoplado a EDS, no Instituto de Geociências da UNICAMP – Campinas – SP. Nestas análises foram identificadas assembléias minerais com granada, piroxênio e epidoto, que podem ser interpretadas como as fases progradante e retrógrada da alteração hidrotermal escarnítica.

Palavras chave: *Skarn* estratiforme, Escarnóide, Gabro de Apiaí, Formação Gorutuba, Petrografia.

ABSTRACT

The Apiaí Terrane – South Ribeira Belt (SW of São Paulo and border with Paraná), at the contact between the intrusive Apiaí gabbro (877 Ma) and the metasediments of Gorutuba Formation (at the top of stratigraphic column of Lajeado Group – Açungui Supergroup, Mesoproterozoic) hornfels were formed by thermal metamorphism. Inside the strata of the hornfels, rocks were found yielding composition of garnet and pyroxene. These rocks have a fine granulation, pink (garnet) and green (pyroxene) colours, structurally controlled by the inherited bundles of the sedimentary protholit, intensely folded close to the intrusive contact. Rocks with these characteristics are classified, as skarnoids showing stratiform style, in this particularly. The general objective in this work is to understand the hydrothermal system, and identify a skarn alteration, proceeding with petrographic examination, in samples of these lithotypes, under optical microscope and SEM coupled with EDS, in the Institute of Geosciences of UNICAMP – Campinas-SP – Brazil. The analyses show garnet, pyroxene and epidote assemblages, which can be interpreted as, respectively, the progradation and retrograde stages of the hydrothermal skarn alteration.

Key words: Stratiform skarn, Skarnoid, Apiaí Gabbro, Gorutuba Formation, Petrography.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O presente trabalho de conclusão de curso consiste no entendimento das zonas de alteração hidrotermal desenvolvidas no contato intrusivo do Gabro de Apiaí e os metarritmitos da Formação Gorutuba, próximo ao município de Apiaí, SP, onde foram encontradas rochas que experimentaram metamorfismo de contato, seguido de metassomatismo, com formação de paragênese constituídas de granada e piroxênio, característico de um *skarn*, porém sem a presença de uma intrusão granítica. A pesquisa petrográfica dos litotipos originados neste contato, permitiu a caracterização de um sistema de alteração hidrotermal, bem como uma sequência de zonas de metamorfismo de contato, além da formação de escarnóides.

O município de Apiaí está localizado no Cinturão Ribeira, que faz parte do domínio central da Província Mantiqueira (de Almeida et al., 1981). A Província é caracterizada como um complexo domínio estrutural deformado e intrudido por volumoso magmatismo granítico durante a Orogenia do Brasileiro (Salazar et al., 2008).

O Cinturão Ribeira (Figura 1-1), é tido como um típico orógeno Neoproterozóico (Heilbron et al. 2012; Campanha et al., 2015) formado pela amalgamação de terrenos exóticos por convergência e colisão de blocos cratônicos, dispostos lateralmente ao longo de zonas de cisalhamento, em sentido NE-SW, paralelo à linha de costa do sudeste brasileiro (Salazar et al., 2008), constituído por rochas metassedimentares e magmatismo ígneo básico (Oliveira et al., 2012).

A parcela centro-sul do Cinturão Ribeira é referido como Terreno (ou domínio) Apiaí, limitado a sul pela falha da Lancinha – Cubatão, a norte pelo Terreno São Roque e os sedimentos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná (Figura 1-1). Este terreno corresponde a uma formação sedimentar padrão de margem continental passiva, composta por rochas de natureza quartizítica-pelítica-carbonática, Neoproterozóicas (Unidades Betari, Itaoca, Lajeado e Iporanga) fracamente metamorfizadas e bem preservadas (Salazar et al., 2008) que encerram intrusões graníticas e básicas neoproterozóicas (Oliveira et al., 2012; Campanha et al., 2015).

A geologia exótica do Terreno Apiaí fornece o arcabouço histórico para o desenvolvimento da região, a atividade mineradora (Faleiros et al., 2012), inicialmente com exploração de ouro, prata, chumbo (até 1960), dando lugar atualmente a minerais não metálicos, com destaque para o calcário calcítico, para a indústria local de cimentos. Mineralizações hidrotermais já foram encontradas e estudadas na região (Chiodi et al., 1989; Ens, 1990; Mello & Bettencourt, 1998), junto do batólito de Itaoca: trata-se da wollastonita e scheelita-powellita formadas em escarnitos associados a cornubianitos (*hornfels*), desenvolvidos a partir de pendentes de teto calcárias sobre o batólito.

O batólito granítico Itaoca é apenas um exemplo das várias intrusões neoproterozóicas que ocorrem no Terreno Apiaí (Siga Junior et al, 2011), outro que merece destaque é o gabro de Apiaí, que se alocou no núcleo do sinforme Calabouço, apresenta formato de lopólito (Archanjo et al., 2012; Oliveira et al., 2012; Campanha et al., 2015) e aflora principalmente ao

sudeste da cidade de Apiaí, onde intrude sequências de rochas calcio-silicáticas bandadas e mármore, causando metamorfismo de contato.

Em função do metamorfismo/metassomatismo encontrado nas rochas do contato Gabro de Apiaí e metassedimentos da Formação Gorutuba, este trabalho foi organizado, com intenção de aliar observações de campo e estudos petrográficos, para determinar e entender as zonas de alterações hidrotermais deste sistema, e assim caracterizar a ocorrência de mais um escarnito no Terreno Apiaí.

Os resultados obtidos no presente trabalho podem contribuir com o entendimento da geotectônica complexa que molda o Cinturão Ribeira, que atualmente é refinado com o estudo de unidades particulares por vários autores (e.g. Campanha, Faleiros, Lopes, entre outros).

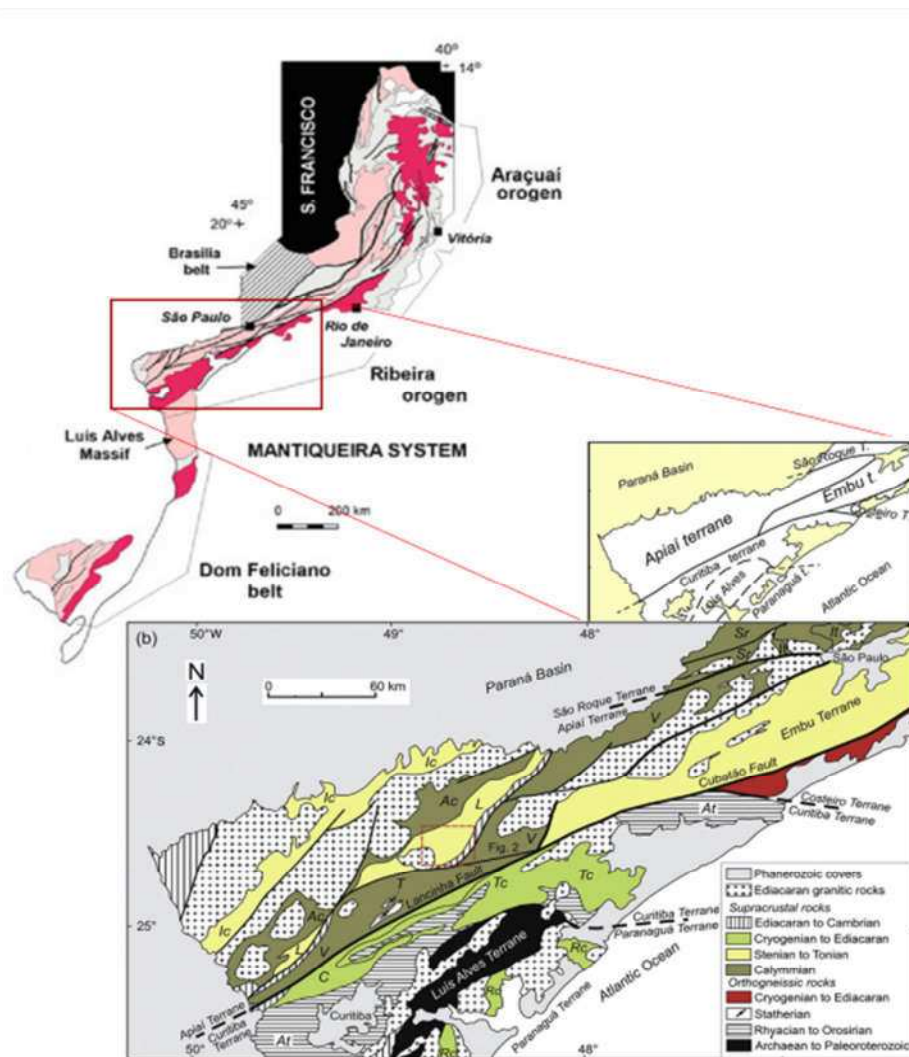


Figura 1-1: Província Mantiqueira, Cinturão Ribeira e Terreno Apiaí, adaptado de Campanha et al., 2015 e Heilbron et al., 2017.

1.2. Justificativa

O presente estudo pode fornecer detalhes sobre uma formação tipo *skarn*, em específico contexto de metamorfismo de contato, envolvendo gabro e rochas metassedimentares impuras. A formação de *skarns* é tradicionalmente observada em intrusões graníticas, o envolvimento do gabro é um caso exótico e ainda pouco estudado. O entendimento do sistema hidrotermal desenvolvido no contato Gabro de Apiaí/Formação Gorutuba contribui com o entendimento da evolução geotectônica do Terreno Apiaí.

1.3. Objetivos

O objetivo geral do presente trabalho é entender as alterações hidrotermais que ocorrem no contato intrusivo do Gabro de Apiaí e metassedimentos da Formação Gorutuba, e estudar a alteração do tipo *skarn* que ocorreu.

Para atingir o objetivo geral foram desenvolvidos os seguintes objetivos específicos:

- Entender os processos de formação de um *skarn*;
- Entender o contexto geológico do Terreno Apiaí – Cinturão Ribeira Sul;
- Determinar as texturas e paragêneses minerais, que indicam as zonas de alteração hidrotermal específicas;
- Construir uma tabela da evolução do sistema hidrotermal.

1.4. Localização

A cidade de Apiaí se localiza em uma área de transição entre o Vale do Ribeira e o Sudoeste Paulista, situa-se a aproximadamente 324km de São Paulo, e faz parte da região administrativa de Sorocaba (Figura 1-2). Localizada a 24°30'32" latitude Sul e 48°50'34" longitude Oeste (Martins, 2009), possui área de 1000 km² e população de 25.211 habitantes (IBGE, 2015). Delimita-se a norte pelos municípios de Guapiara, Ribeirão Branco e Itapeva; ao Sul pelos municípios de Ribeira e Itaoca; a oeste por Itararé, Barra do Chapéu e Bonsucesso de Itararé; a leste pelo município de Iporanga. (Fonte: Prefeitura de Apiaí).

1.5. Aspectos Fisiográficos

O clima da região, segundo a classificação de Köppen (1948), é do tipo cfb, ou seja, um clima oceânico de subtipo temperado úmido com verão temperado e temperaturas em torno dos 14°C no inverno e 28°C no verão. As temperaturas nas regiões com esse clima variam regularmente ao longo do ano, possuindo as estações bem definidas. De acordo com os dados do CEPAGRI – UNICAMP a precipitação média anual no município é de 1383.8 mm com mínima de 61.7 mm e máxima de 203.9 mm.

A região de Apiaí possui relevo predominantemente montanhoso com declives acentuados, porém há locais de planícies, sendo que a cidade se encontra situada a 1050m acima do nível do mar (Fonte: Prefeitura de Apiaí). A forma das encostas varia de convexas, convexas-côncavas e retilíneas, tornando o relevo bastante irregular (Martins, 2009).

Os rios principais que cortam a região de Apiaí são: Rios Ribeira de Iguape, Catas Altas, Pirituba, Macacos, Pilões, Tijuco, Palmital, Claro, Saivá, Estiva e Betarí (Fonte: Prefeitura de Apiaí). Os canais são bem encaixados, com certa profundidade e a densidade de drenagens, em decorrência do relevo é alta (Martins, 2009). Segundo os mapeamentos da CPRM os rios têm sentido preferencial NE-SW e NW-SE, sendo fortemente controlados pelas estruturas geológicas presentes como as zonas de cisalhamento, dobras ou a baixa resistência intempérica de terrenos cársticos.



Figura 1-2: Localização de Apiaí no estado de São Paulo, em azul esta destacada a principal rota de acesso. Adaptado do Google Earth 2017.

A região de Apiaí-Iporanga está situada predominantemente em áreas com solos formados originalmente pela Mata Atlântica, são solos derivados de rochas graníticas e metamórficas xistosas, caracterizados pela alta concentração de argilas e quartzo, são ácidos e de baixa fertilidade, esse fenômeno se agrava nas áreas de alta declividade, gerando solos de pouca profundidade, que além de pouco férteis são propícios a processos de erosão e escorregamento. Esta situação é amenizada pela presença natural do calcário, principalmente próximo ao parque do Petar, apresentando algumas manchas pontuais de maior fertilidade em áreas mais planas.

O solo típico de regiões frias e úmidas e de altitude, como a área de estudo, é o Latossolo Bruno, que possuem esse nome em decorrência de sua coloração amarelo avermelhada, com enriquecimento de matéria orgânica na superfície. Possui um horizonte A relativamente escuro, sobrejacente ao horizonte de coloração brunada (Embrapa, 2016).

Apiaí e seus municípios vizinhos possuem a maior área preservada de mata Atlântica do estado de São Paulo, predominantemente floresta ombrófila densa (Martins, 2009). Além disso, tem a vegetação característica da região de clima mais temperado, que consiste na presença de manchas localizadas de mata de Araucária e a floresta semidecidual de planalto (CIEM-CPRM).

1.6. Aspectos Econômicos

Apiai é um município inserido no Vale do Ribeira, apresenta atrativos recursos minerais, com destaque para exploração de galena, calcário – quartzo, saibro (material saprólito da alteração das rochas, usado no cimento), cobre, manganês, granito e caulim (dados do site da Prefeitura de Apiá) e historicamente o ouro, tendo na Mina Morro do Ouro, hoje patrimônio histórico conservado como parque turístico, localizada dentro do atual perímetro urbano da cidade de Apiá, o principal representante de depósito de ouro da região do Vale do Ribeira (Mello & Bettencourt, 1998). Os recursos minerais mais explorados atualmente incluem calcário, obtido a partir de quatro minas ativas que exploram afloramentos pertencentes ao Grupo Lajeado (DNPM); cascalho para pavimentação de estradas, obtido da Formação Rio das Pedras (concessão da Dersa) e saibro para indústrias de cimento locais, obtidas da exploração dos metapelitos da Formação Gorutuba e Turvo-Cajati.

O município em estudo também pertence ao Parque Estadual Turístico do Alto do Ribeira – PETAR (Cidade-Brasil), que o torna alvo do ecoturismo, além de abrigar parques históricos como Parque Municipal Morro do Ouro (Prefeitura de Apiá).

O município de Apiá ainda apresenta 1090 propriedades de agricultura familiar (artesanatos, pequenas agroindústrias e atividade pesqueira), sendo as principais culturas milho, tomate, feijão e abóbora, seguidas da exploração de pinus e eucalipto (Prefeitura de Apiá).

1.7. Aspectos Históricos: O Patrimônio Natural do Vale do Ribeira

O Vale do Ribeira está localizado ao sul do estado de São Paulo e a leste do Paraná compondo uma área total de 18.112,8 Km² (Figura 1-3), a região recebe esse nome graças à bacia hidrográfica do Vale do Ribeira, possuindo 481.224 habitantes em 31 municípios, sendo 9 paranaenses e 22 paulistas totalmente contidos no Vale (IBGE, 2015). Contando ainda com 21 municípios no estado Paraná e outros 18 municípios no estado de São Paulo, que estão parcialmente inseridos na bacia do Ribeira.

A região abriga grande parte da Mata Atlântica do território Brasileiro (61% do remanescente no Brasil), com destaque para 150 000 hectares de restinga e 17 000 hectares de manguezais, com grande biodiversidade e quantidade de recursos hídricos, equivalendo a dois sistemas Cantareira (Tomazela, 2014). A região é produtora de água de qualidade, tanto para abastecimento humano, quanto para a fauna aquática e recreação.

A ocupação do Vale do Ribeira começou na região de Cananéia e de Iguape no século XVI, onde essas cidades funcionavam como áreas de apoio aos colonizadores, através da construção de portos que facilitaram a entrada de mercadorias que penetravam através do rio Ribeira de Iguape e seus afluentes (Sánchez, 2002).

O primeiro grande impulso minerador da região ocorreu logo no século XVII, onde a descoberta de ouro na região da Serra de Paranapiacaba atraiu muitos garimpeiros para a região, promovendo a formação de povoados como Iporanga e Apiá (Ferran, 2007). O ouro era descoberto principalmente nos aluviões, o que ajudou a dispersar a população pelo Vale

A partir do século XVIII a exploração de recursos minerais, em especial a aurífera, declinou, uma vez que boa parte do ouro de aluvião já havia sido explorada, além da descoberta de importantes minas de ouro em Minas Gerais, promovendo um processo de migração dos garimpeiros do Vale do Ribeira para Minas Gerais. Esse quadro de decadência se reverteu no início do século XIX, quando José Bonifácio de Andrada e Silva e Martin Francisco Ribeiro de Andrada implementaram um processo de mineração em subsuperfície (Ferran, 2007), o que impulsiona novamente a exploração mineral da região.

Foto: Paulo Henrique Slonga

6

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos específicos, o presente trabalho foi planejado em cinco etapas a saber:

(a) Revisão Bibliográfica

O levantamento bibliográfico, desenvolvido durante todas as etapas deste trabalho, envolve síntese das características geológicas do município de Apiaí-SP, levantamento teórico sobre alterações hidrotermais, soluções hidrotermais, metamorfismo de contato e sobre o *skarn*: sua formação e características gerais, que podem ser associadas ao contexto geológico encontrado. Esta etapa conta com a síntese dos trabalhos de autores mais tradicionais à temática do *skarn*, dos autores mais atuais que desenvolvem trabalhos relacionados à geologia do Terreno Apiaí, bem como dados de trabalhos prévios de mapeamento geológico feitos pela CPRM em 2012.

(b) Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi realizado em maio de 2016, totalizando 6 dias, no município de Apiaí – SP, visando o reconhecimento dos contatos intrusivos expostos do Gabro de Apiaí, dos litotipos presentes no contato e coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas polidas.

(c) Confecção de Lâminas Delgadas Polidas

Esta etapa se desenvolve entre novembro/2016 a março/2017, no Laboratório de Laminação de Rochas da Unicamp, onde 10 das amostras, coletadas em campo, foram selecionadas para corte e confecção de lâminas delgadas polidas.

(d) Estudos Petrográficos

Foram feitas análises petrográficas das 10 Lâminas delgadas polidas, ao microscópio (Leica DMEP), com câmera (Sony Cybershot 5.0) acoplada, para reconhecer e fotografar as fases minerais, identificar paragêneses minerais e isolar as zonas de alteração hidrotermal. Esta etapa foi desenvolvida no Laboratório de Microtermometria do IG – Unicamp.

(e) Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) acopladas a *Energy Dispersive X-Ray Spectrometer* (EDS) foram realizadas em seis lâminas visando a identificação de minerais não reconhecidos no microscópio óptico, minerais acessórios, inclusões minerais e lamelas de exsolução presentes em minerais de minério. Realizado no MEV do IG-Unicamp.

Microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 430i, fabricado pela Companhia Zeiss, operando com energia de feixe de elétrons de 20 kV, corrente do feixe: entre 500 pA (imagens) e 6000 pA (microanálise).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Metamorfismo de Contato

A partir dos trabalhos de Goldschmidt (1911), as auréolas do metamorfismo de contato são estudadas como “as formas naturais mais simples” que podem elucidar os processos e condições do metamorfismo (Kerrick et al., 1991).

Metamorfismo de contato e metamorfismo regional são separados por critérios de escala e relação espacial com as intrusões. No metamorfismo de contato, auréolas concêntricas são formadas ao redor da intrusão (Kerrick et al., 1991), enquanto o metamorfismo regional tem escala de abrangência muito maior, relacionado a orogênese, variações de pressão e temperatura, e não apresenta intrusões como fonte de aquecimento. A associação com rochas intrusivas leva o metamorfismo de contato a uma distribuição em escala mundial, com arcos magmáticos representando o maior local de ocorrência.

A extensão das auréolas ocorre em função de pressão, profundidade, forma, tamanho e temperatura da intrusão (Kerrick et al., 1991). Dessa maneira, as auréolas bem formadas e definidas ocorrem em intrusões rasas, formadas a partir de encaixantes não metamorfizadas ou com baixo grau de metamorfismo prévio. As auréolas refletem zonas caracterizadas por uma sucessão de assembleias minerais, que expressam o gradiente de temperatura do metamorfismo, bem como a duração do processo de condução térmica (Turner & Verhoogen, 1951).

Metamorfismo de contato é um processo conjugado (Kerrick et al., 1991), ou seja, é preciso considerar a transferência de temperatura em ambos os lados do contato. O resfriamento da intrusão pode ser acompanhado por cristalização do magma, convecção do magma, fusão parcial da encaixante, convecção hidrotermal na encaixante ou cristalização e fusão simultâneas. Genericamente, quando o material é resfriado abaixo da temperatura de solidus, a cristalização tem origem nos limites do corpo intrusivo e segue para seu núcleo. Com a cristalização, ocorre uma drástica mudança na viscosidade e densidade do magma, devido a concentração de voláteis.

Fluídos têm importante participação no processo metamórfico de contato, promovem transporte de temperatura, deposição de minerais insolúveis e catalisam processos de deformação (Kerrick et al., 1991). Muito dos fluídos que participam das reações metamórficas são aprisionados em fases minerais em crescimento, constituindo inclusões fluídas, que reservam uma parte importante da história termal das auréolas do metamorfismo de contato.

A divisão de fácies de metamorfismo de contato, como as quatro de Turner & Verhoogen (1951), a saber: albíta-epidoto cornubianito, hornblenda cornubianito, piroxênio cornubianito e sanidina cornubianito (Figura 3-1), é um conceito ultrapassado na opinião de vários autores (e.g. Read, 1949; Miyashiro, 1973), pois as paragêneses minerais de cada uma das fácies de metamorfismo de contato possuem uma equivalente no metamorfismo dinamo-termal. Kerrick et al. (1991), utilizam equilíbrio de fases minerais e termobarometria nas auréolas, para obter mais dados qualitativos e quantitativos, que permitem maior distinção entre os processos que moldam o metamorfismo de contato.

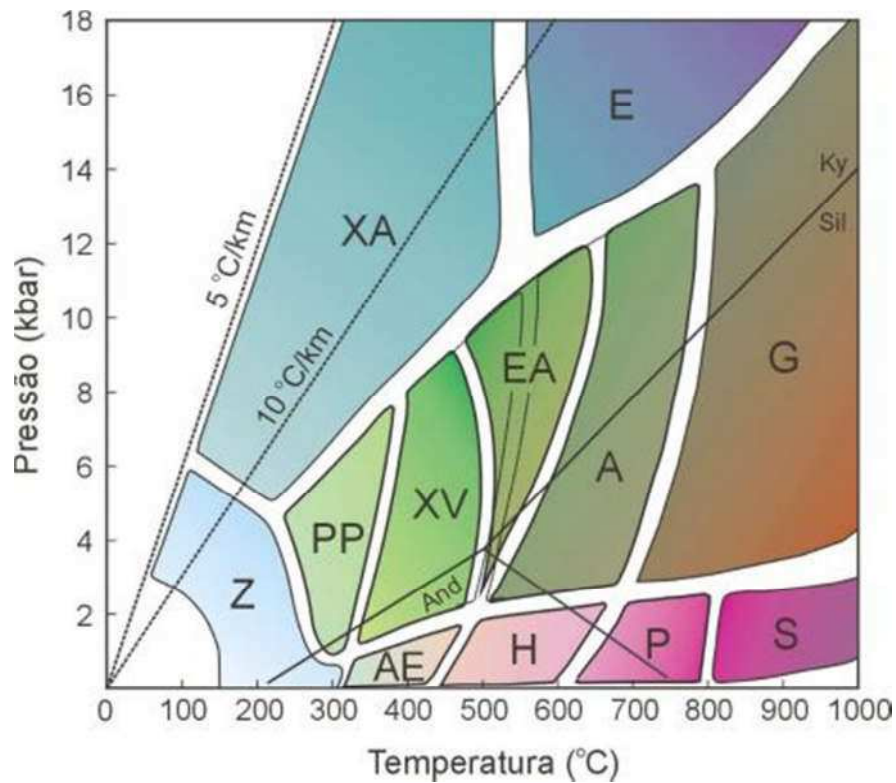


Figura 3-1: Diagrama de temperatura-pressão mostrando os vários campos das fácies metamórficas. Fácies: Z=zeólitas, PP=prehnita-pumpellyita, XV=xisto-verde, EA=epidoto-anfibólito, A=anfibólito, G=granulito, XA= xisto azul, E= eclogito, AE=albita-epidoto cornubianito, H= hornblenda cornubianito, P=piroxênio cornubianito e S=sanidina. Obtido do Curso de rochas metamórficas do Professor Dr. Juliani –USP.

3.2. *Skarn*: Origem e Definições.

Skarn é um termo empregado para designar um litotipo com composição mineralógica predominantemente cálcio-silicatada, como granada-piroxênio (Meinert et al., 2005). Este litotipo geralmente ocorre associado a intrusões ígneas encaixadas em rochas que contenham, ao menos, algum calcário (Liu et al., 2016), entretanto o *skarn* pode ser formado em qualquer tipo de rocha (Meinert et al., 2005) como arenitos, folhelhos, basalto, komatiitos, entre outros. Podem ser formados no metamorfismo regional, de contato, ou em processos metassomáticos envolvendo soluções hidrotermais (magmáticas, metamórficas, meteóricas e/ou marinhas). Ainda que o ambiente intrusivo proporcione a maioria dos *skarns* encontrados, eles ainda podem ocorrer em zonas de falhas, cisalhamento, sistemas geotermiais rasos e terrenos metamórficos soterrados (Meinert, 2007).

Segundo as revisões de diversos autores (Burt, 1977; Meinert, 2007; Pirajno, 2009; Liu, 2016), os *skarns* formam depósitos de alto volume mineralizado, recebem diversas subdivisões e subclassificações devido a diversidade de estilos de formação e commodities exploradas, encontram-se distribuídos em todo o mundo, presentes em todos os continentes e, segundo Burt (1977), genericamente ligados a cinturões orogênicos.

As principais substâncias extraídas do *skarn* são os metais: Fe, Cu, Au, Zn, Pb, Mo, W (Pirajno, 2009); minerais industriais: asbesto, magnesita, talco e wollastonita; e gemas como granada, scheelita e vesuvianita (Mousinho et al., 2014). Mesmo que o *skarn* não esteja mineralizado, sua presença ainda fornece dados importantes, sobretudo para a prospecção mineral, pois ocorrem comumente associados a reservas maiores como os depósitos tipo Cobre-Pórfiro (Pirajno, 2009).

O termo *Skarn* foi usado primeiramente por mineiros suecos para designar uma ganga formada por minerais ferro-cálcio-silicatados, foi publicado pela primeira vez com os significados geológicos atuais por Törnebohm em 1875, ao descrever um afloramento de “granada-*skarn* marrom” e “piroxênio-*skarn* verde” formado em rochas vulcânicas félsicas não associados a intrusão granítica ou calcários (Persberg-Suécia). Segundo Einaudi (in Pirajno, 2009), “*skarn*” pode ser melhor dividido nos termos “escarnitos de reação” (Figura 3-2 A), formado em meio à rocha carbonática encaixante durante metamorfismo (mantém uma extensão limitada); e “*skarn* de minério”, formado pela infiltração de fluidos ígneos das intrusões em encaixantes geralmente carbonáticas, gerando minério.

Conforme o local da mineralização, em relação ao plúton gerador da solução hidrotermal, o *skarn* pode ser classificado em exoescarnito e endoescarnito (Figura 3-2 D). O exoescarnito é formado pela substituição da rocha encaixante, gerando halos de alteração hidrotermal mais extensos que o endoescarnito. Endoescarnito corresponde à substituição da rocha intrusiva pelo *skarn* (Burt, 1977, Meinert et al., 2005).

O *skarn* pode ser classificado conforme a composição mineral predominante do protólito em: *skarn* magnesiano, manganoso e cálcico (Meinert, 2007). O termo escarnóide se refere a rocha de composição cálcio-silicatada de granulação relativamente fina, pobre em ferro, que reflete o controle composicional do protólito, em estado intermediário entre o puro

metassomatismo (*skarn* de granulação grossa) e puro metamorfismo de contato (cornubianito) (Meinert et al., 2005).

Aos *skarns* portadores de mineralizações, ou depósitos de *skarn*, são frequentes as designações contendo primeiro o nome do metal ou mineral importante seguido de *skarn* como sufixo: Au *skarns*, Zn-Pb *skarns*, Fe-*skarns*, Mo-*skarns*, Scheelita *skarns* (Burt, 1977, Meinert et al., 2005, Meinert, 2007, Pirajno, 2009).

3.3. Características distintivas.

Skarns são rochas definidas a partir de sua paragênese mineral, dominada por granada e piroxênio (Burt, 1977; Meinert, 2007; Pirajno, 2009), formada pela alteração hidrotermal progressiva de rochas que apresentam, ao menos, um pouco de calcário, o que originam característicos padrões de zoneamentos metassomáticos e de granulação dos minerais, que pode ser identificado em escala de afloramento (Liu et al., 2016).

Diversos autores descrevem o zoneamento mineral (Burt, 1977; Pirajno, 2009; Liu, 2016; Meinert, 2007; Mello & Bettencourt, 2014) como resultado da formação preferencial dos minerais do *skarn*, onde se manifesta um bandamento (Figura 3-3 C) que conta com granada nas parcelas proximais à fonte de soluções hidrotermais, piroxênio na parcela distal e vesuvianita (ou um piroxenóide como wollastonita, bustamita ou rhodonita) no contato entre *skarn* e mármore encaixante (Meinert, 2007).

Adicionalmente podemos encontrar um padrão de variação da composição e cor dos minerais mais comuns dos *skarns*, que torna o zoneamento muito evidente. A granada, por exemplo, é comumente vermelha-escura a marrom em ocorrências proximais e mais clara em ocorrências distais à fonte de soluções hidrotermais, chegando ao verde pálido junto a encaixante (Figura 3-3 e Figura 3-4), devido aos piroxênio. Segundo Meinert (2007) as partes proximais (fonte das soluções hidrotermais) apresentam minerais de granulação grossa portadores de mineralizações, em porções cada vez mais distais ocorrem escarnóides (Figura 3-2 C), *skarns* de reação (Figura 3-2 B) e finalmente cornubianitos junto a encaixante sedimentar/calcária.

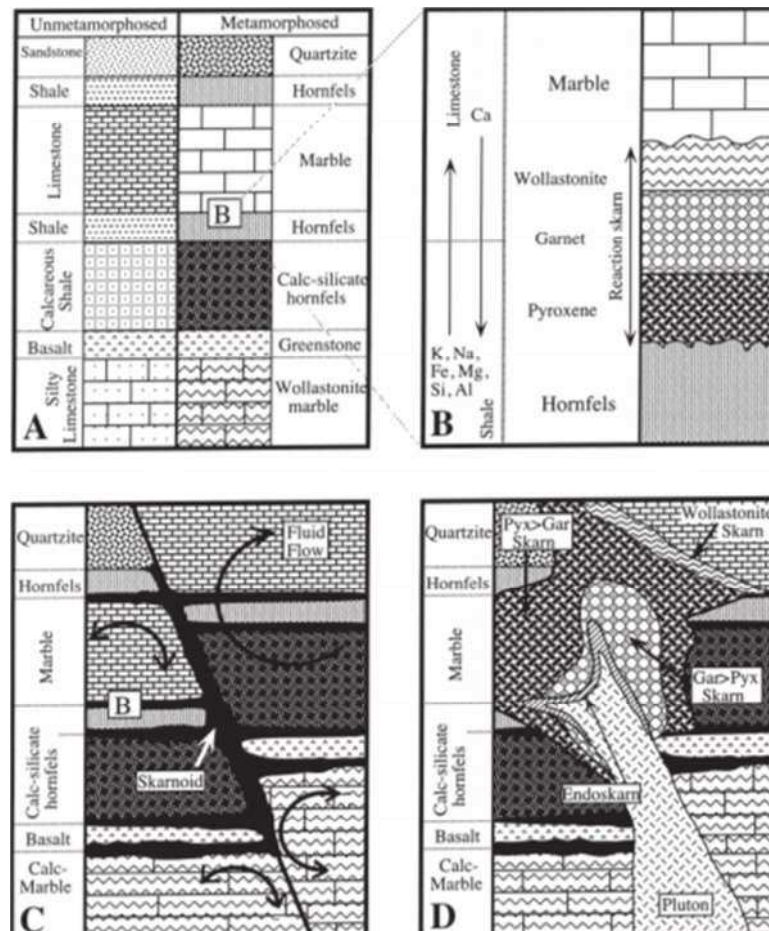


Figura 3-2: Tipos de formação do *skarn* e nomenclaturas usuais. A e B: *skarns* de reação, C: escarnóides e D: exoescarnito e endoescarnito formando zonaamento característico da alteração escarnítica. (Fonte: Meinert, 2007).

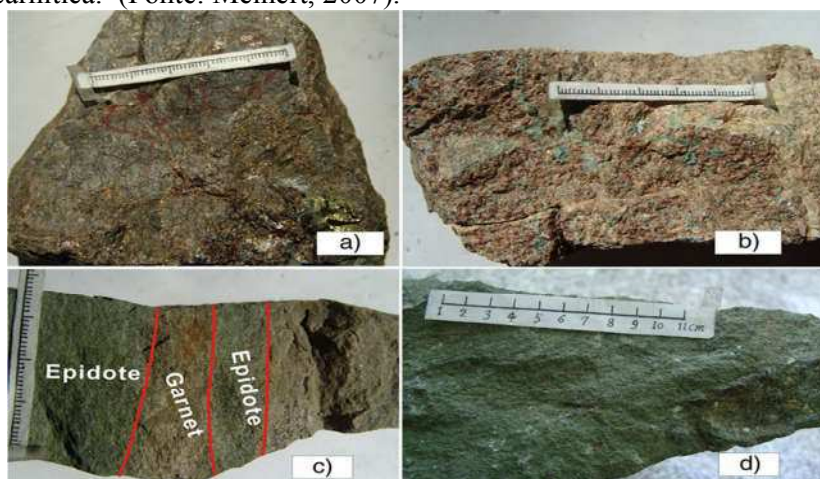


Figura 3-3: Fotos de amostras dos depósitos de Cu-Mo *Skarn* de Suerkuduke - East Juggar - China. Em (a) e (b) a escala tem 5cm, são granada *skarn*, (c) temos um zoneamento típico com maior quantidade de granada – parte proximal, (d) epidoto *skarn*. Fonte: (Liu et al., 2016).

3.4. Mineralogia do *Skarn*.

Como já foi visto, o zoneamento característico do *skarn* é reflexo direto de sua composição mineral, reconhecer os minerais e suas diferenças composicionais contribui para a classificação dos depósitos e para entender o ambiente de formação do *skarn* (Meinert, 2007). A Tabela 3-1 apresenta os minerais típicos do *skarn* e os *end members* das respectivas variações composicionais.

Os minerais encontrados no *skarn* são os mesmos minerais formadores das rochas da crosta, alguns são encontrados em todos os tipos de *skarn* como o quartzo, calcita, granada, piroxênio e anfibólio, outros ocorrem preferencialmente em um tipo específico de *skarn* como é o caso da humita, periclásio, flogopita, talco, serpentina e brucita que são específicos dos *skarns* magnesianos (Meinert, 2007).

Zharikov (1970, in Meinert, 2007) foi o primeiro a descrever as variações sistemáticas nas assembleias minerais das principais classes de *skarns*, utilizando equilíbrio de fases, compatibilidade de minerais e variações composicionais de soluções sólidas. O objetivo era prever assembleias minerais características para cada classe de *skarn*.

Posteriormente Burt (1972) e Einaudi et al. (1981) complementam este estudo e abrangem uma maior variedade mineralógica entre os diferentes tipos de depósitos, além de estudar as variações químicas minerais de granada, piroxênio e anfibólio. A johannsenita, por exemplo, um piroxênio manganífero, é exclusivo dos *Zn-skarns*, e sua ocorrência pode ser interpretada como um indicador para essa classe (Meinert, 2007).

Várias informações em relação as composições dos minerais típicos do *skarn* foram reunidas (Einaudi, 1981 e Meinert, 2007) para os principais depósitos de *skarn* e organizadas em diagramas ternários como na Figura 3-5. Os anfibólios não são expressos em diagramas ternários devido suas diferenças consistirem em mudanças estruturais além de composicionais, ainda assim anfibólios refletem diferenças de acordo com mineralizações específicas em Au, W e Sn - *skarns*, onde os anfibólios têm maior teor aluminoso (actinolita-hastingsita-hornblenda); em Cu, Mo, Fe - *skarns* os anfibólios são mais ricos em ferro (série da actinolita-tremolita); anfibólios nos Zn - *skarns* são ricos em Mn e pobres em Ca (actinolita-dannemorita) (Meinert, 2007).

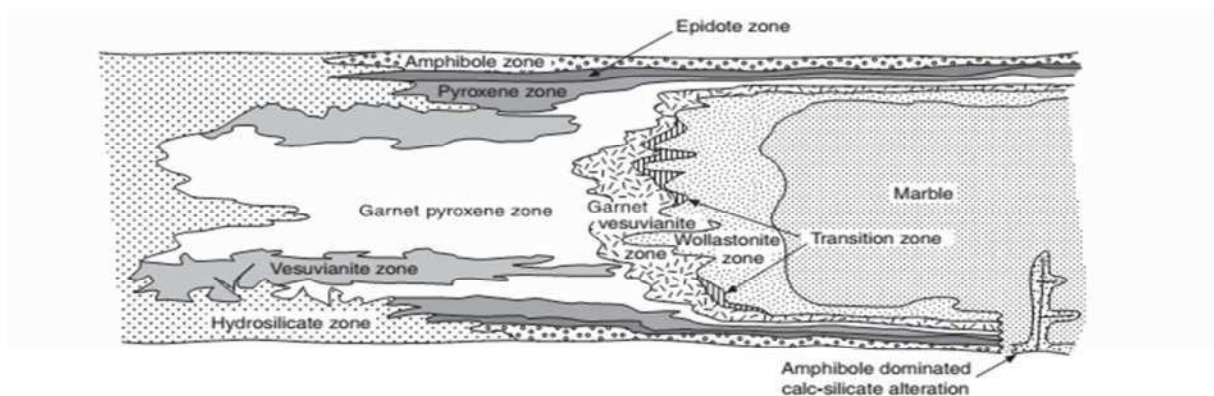


Figura 3-4: Esquema do zoneamento mineral de Kilba Well - Gascoyne Complex. Fonte: (Pirajno, 2009).

Tabela 3-1: Alguns minerais comuns encontrados nos *skarns* (Pirajno, 2009).

Mineral phase	End Members	General formula	Abbreviation
Garnet	Grossularite	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Gr
	Andradite	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Ad
	Spessartine	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Sp
	Almandine	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Al
	Pyrope	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Py
Pyroxene	Diopside	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Di
	Hedenbergite	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Hd
	Johannsenite	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	Jo
	Fassaite	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	Fas
Olivine	Forsterite	Mg_2SiO_4	Fo
	Fayalite	Fe_2SiO_4	Fa
	Tephroite	Mn_2SiO_4	Tp
	Monticellite	Ca_2SiO_4	Mc
Pyroxenoid	Ferrosilite	FeSiO_3	Fs
	Rhodonite	MnSiO_3	Rd
	Wollastonite	CaSiO_3	Wo
Amphibole	Tremolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tr
	Ferroactinolite	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ft
	Hornblende	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hb
	Pargasite	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Pg
	Ferrohastingsite	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Fh
	Cummingtonite	$\text{Mg}_5\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Cm
	Dannemorite	$\text{Mn}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Dm
	Grunerite	$\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Gru
Epidote	Piemontite	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Pm
	Allanite	$(\text{Ca, REE})_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	All
	Epidote	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Ep
	Pistacite	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Ps
	Clinozoisite	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Cz
Plagioclase	Anorthite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	An
Scapolite	Meionite	$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3, \text{OH, ClSO}_4)$	Me
Other	Vesuvianite	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg, Fe, Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH, Cl, F})_4$	Vs
	Prehnite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Pr
	Axinite	$(\text{Ca, Mn, Fe})_3\text{Al}_2\text{BO}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})$	Ax

3.5. Evolução dos *Skarns* e a Influência da Profundidade.

No processo dinâmico da formação do *skarn*, os elevados gradientes de temperatura e a circulação de soluções hidrotermais, eleva o metamorfismo de contato à complexidade superior do modelo clássico de recristalização isoquímica. A ocorrência de várias fases fluidas e as diferenças de temperatura entre solução/rocha hospedeira geram pacotes de alteração complexos, com transferência metassomática de pequena escala (Figura 3-6 B) e ainda, dependendo da possibilidade da adição de componentes magmáticos (Fe, Si, Cu), pode ocorrer um processo contínuo entre o puro metamorfismo e o puro metassomatismo (Meinert, 2007).

Em *skarns* relacionados a plútons existe uma relação estreita entre a acomodação, cristalização, resfriamento das soluções hidrotermais, resfriamento do plúton e o metamorfismo, metassomatismo e alteração retrógrada resultantes na rocha encaixante.

Reconstruindo um exemplo de Meinert (2007), em um *skarn* formado a partir de um plúton, o metamorfismo é preferencialmente mais extenso e/ou de maior grau em uma profundidade maior, do que aquele formado em condições mais rasas (Figura 3-6 C). O contrário ocorre para a alteração retrógrada, durante o resfriamento, e com possibilidade de interação de água meteórica, o *skarn* formado em profundidades mais rasas, apresenta as maiores e/ou mais intensas auréolas de alteração, do que aqueles formados em maior profundidade (Figura 3-6 D).

A profundidade do ambiente de formação é o parâmetro de maior importância na dimensão e geometria da formação do *skarn*, uma vez que afeta o grau do metamorfismo/metassomatismo, um processo mais intenso significa maior capacidade de alteração da rocha encaixante (Meinert, 2007).

Em uma zona orogênica podemos considerar um gradiente geotérmico de 35°C/Km; à uma profundidade de 12Km a temperatura do ambiente estaria em torno de 420°C por exemplo, com maior profundidade e conseqüentemente maior temperatura, ocorre uma alteração mais intensa e com maior circulação de soluções hidrotermais, resultando em uma auréola de alteração mais extensa (Meinert, 2007). Estas mesmas condições podem ainda afetar a história de resfriamento do plúton, fazendo com que o *skarn* não se resfrie a temperaturas abaixo da estabilidade da granada e piroxênio, sem que ocorra uma mudança tectônica, minimizando a alteração retrógrada da assembleia mineral original do *skarn*.

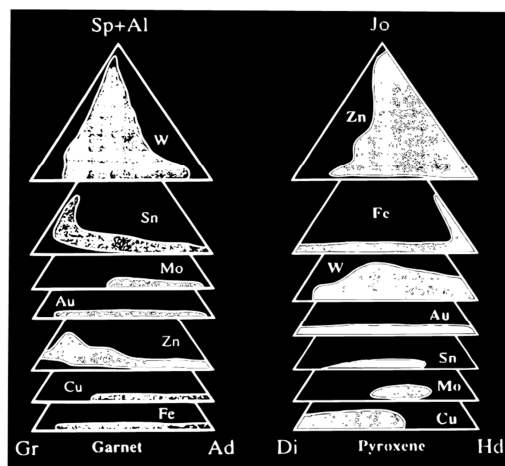


Figura 3-5: Gráficos ternários para as composições molares (%) de granada e piroxênio para os principais depósitos de *skarn*. Os "end members" são: Ad=andradita, Gr=grossulária, Al=almandina, Sp=espeartina, Hd=hedemberguita, Di=diopsídio, Jo=johannsenita. Fonte: Einaudi et al. (1981) e Meinert (2007).

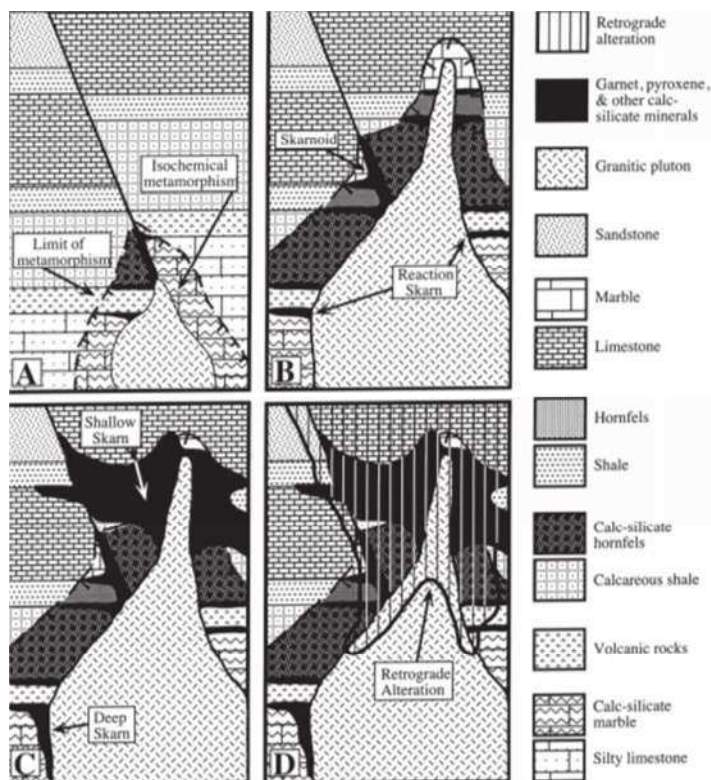


Figura 3-6: Estágios da evolução de um *skarn* relacionado à pluton. (A) intrusão inicial e metamorfismo das rochas sedimentares. (B) recristalização metamórfica, as mudanças refletem a composição do protólito, o bimetasomatismo local e a circulação de soluções geram vários minerais cálcio-silicatados (*skarns* de reação e escarnóides) em litologias impuras e nas fronteiras das soluções hidrotermais. (C) cristalização e liberação de fases aquosas resultando em *skarn* metassomático controlado por soluções hidrotermais. Notar que o *skarn* profundo é menor relativamente ao tamanho da auréola de alteração. (D) Resfriamento e circulação de água meteórica causam o retrometamorfismo das assembleias metamórficas e cálcio-silicatadas. Notar que a alteração retrógrada é mais extensa em zonas rasas. Fonte: (Meinert, 2007).

A profundidade da formação do *skarn* ainda afeta a rocha hospedeira (Meinert, 2007). Em um ambiente de formação profundo ocorrerá preferencialmente a deformação dúctil, os contatos intrusivos com rochas sedimentares tendem a se estabelecer de maneira concordante com o acamamento subparalelo sedimentar, ou ainda as rochas sedimentares dobram ou fluem até que estejam alinhadas ao contato intrusivo, nestas situações o *skarn* formado apresenta espessuras pequenas (decímetros a metros) e grande continuidade horizontal (na ordem de quilômetros), assim ele pode ser visto (e representado) como uma auréola fina relativamente ao plúton gerador (Figura 3-6 C).

Em sistemas rasos ocorre o contrário, a encaixante irá preferencialmente fraturar, o que intensifica a atuação das soluções hidrotermais, os contatos intrusivos se estabelecem de modo a cortar os acamamentos sedimentares, enquanto as soluções alteram e substituem as rochas, o que pode levar a escarnitização de um volume de rocha maior que o plúton associado. O intenso fraturamento ainda favorece soluções tardias como a água meteórica, o que acelera o retrometamorfismo e a destruição dos minerais originais do *skarn* (Meinert, 2007).

3.6. Petrogênese e Ambientes de Formação

O desenvolvimento de cada tipo de *skarn* é dependente de vários fatores, dentre eles, o que primeiro se destaca, é o tipo de atividade ígnea associada, todos os maiores depósitos de *skarn* apresentam um plúton associado.

A correlação entre a composição ígnea do plúton e os *skarns* formados foram resumidos por Meinert (1993 e 2005, Figura 3-7) e retrabalhados por Pirajno (2009). Segundo esses trabalhos, os *skarn* de estanho e molibdênio sempre estão associados com plútons altamente desenvolvidos, ou seja, aqueles que contém alto teor de sílica, enquanto que os *skarn* de ferro apresentam a preferência totalmente oposta, por plútons primitivos, ainda ricos em ferro e pobres em teor de sílica.

Baseado nos tipos de plútons e das rochas que são formadas preferencialmente em cada ambiente tectônico podemos inferir os tipos de depósitos de *skarn* que podem ser formados, porém, em estudos mais aprofundados, estas regras (Figura 3-7) não se aplicam devido à alta gama de composições ígneas possíveis para um tipo particular de *skarn* e a dificuldade de isolar os efeitos do metassomatismo e a alteração retrógrada posterior (Tabela 3-2).

Nos trabalhos de Pirajno (2009) encontramos um resumo da tendência para cada classe de *skarn* e seus ambientes geológicos de formação mais propícios, sustentado por vários estudos dos casos dos maiores depósitos de *skarn*, revistos pelo próprio autor. Vale lembrar que esta condição ideal de evolução será afetada por variações da rocha encaixante, profundidade de formação, estruturas presentes, estado de oxidação e o ambiente tectônico de cada plúton. Os *skarns* de estanho, por exemplo, aparecem praticamente exclusivos de plútons reduzidos da série da ilmenita, que podem ser caracterizados como do tipo S ou anorogênicos, formados pela fusão da crosta provocado por rifteamento (Figura 3-8 D).

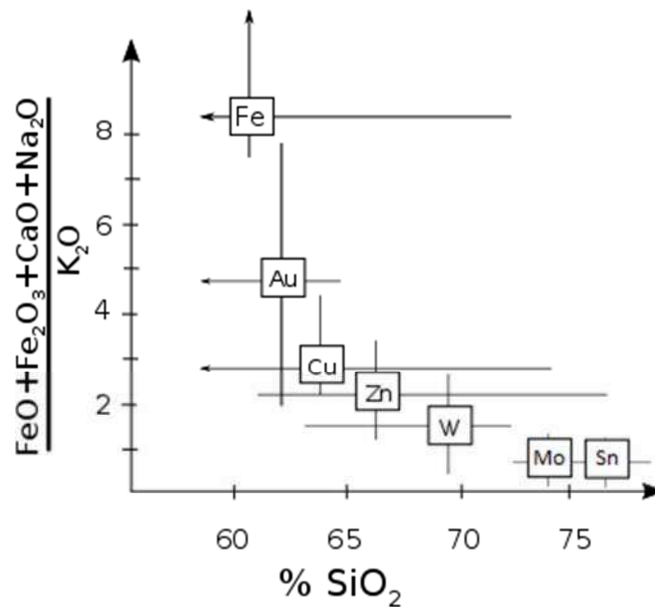


Figura 3-7: Gráfico da composição máfica média de plútons X diferenciação dos plútons medida em enriquecimento de sílica (%), associados a diferentes tipos de *skarn*. Neste gráfico um magma primitivo, como o gabróico, estaria plotado próximo a região de Fe; magmas mais diferenciados como graníticos a tonalíticos estão próximos de Sn e Mo. Retirado de Minert, 1993.

Tabela 3-2: Dados de alguns depósitos de *skarn* em sistemas porfíricos (A) e não porfíricos (B), adaptado de Pirajno, 2009.

A					B		
	Fe	W	Sn-W	Mo		Cu	Zn-Pb
Size (Mt) (million tonnes)	5–200	0.1–2	0.1–3	<0.1–?	Size (Mt)	1–400	0.2–3
Grade	40% Fe	0.5% W	0.1–0.7% Sn	±0.1% Mo	Grade	1–2% Cu	9% Zn; 6% Pb; ±15 g/t Ag
Associated metals	Cu, Co, Au	W, Mo, Cu, Zn, Bi	Sn, F, W, Cu, Zn	Cu, U, W, Bi	Associated metals	Mo, Zn, W, Ag	Ag, Cu, W
Igneous rocks	Gabbro, syenite, diorite	Quartz-diorite, quartz-monzonite	Granite	Granite, quartz-monzonite	Igneous rocks	Granodiorite, quartz-monzonite stock, dykes and breccia pipes	Granite, diorite, syenite, stocks and dykes
Ore minerals	Magnetite, chalcopyrite, cobaltite, pyrrhotite	Scheelite, molybdenite, chalcopyrite, sphalerite, magnetite, pyrite, bismuth	Cassiterite, scheelite, sphalerite, pyrrhotite, magnetite, pyrite	arsenopyrite	Ore minerals	Chalcopyrite, pyrite, hematite, magnetite, pyrrhotite, molybdenite, tennantite	Sphalerite, galena, pyrrhotite, pyrite, magnetite, chalcopyrite, arsenopyrite
Molybdenite, pyrrhotite	chalcopyrite, pyrite, bismuthinite, magnetite, bornite, arsenopyrite, sphalerite						
Early minerals	Ferrosalite, grandite, epidote, magnetite	Ferrosalite, hedenbergite, grandite, idocrase, wollastonite	Idocrase, spessartine, andradite, datolite	Garnet, pyroxene, wollastonite, idocrase, olivine	Early minerals	Andradite, diopside, wollastonite	Mn-hedenbergite, andradite, spessartine, rhodonite
Late minerals	Amphibole, chlorite, ilvaite	Spessartine, almandine, grandite, biotite, hornblende, plagioclase	Amphibole, mica, chlorite, tourmaline, fluorite	Amphibole, epidote, actinolite, chlorite	Late minerals	Actinolite, chlorite, montmorillonite	Mn-actinolite, ilvaite, chlorite, rhodocrosite

Apesar da aparente ligação entre petrogênese, ambientes tectônicos e os depósitos de *skarn*, ocorre um comum insucesso em tentar se associar um ambiente tectônico a um tipo de depósito. Isto ocorre por que o processo dinâmico de formação do *skarn* pode ocorrer em qualquer ambiente tectônico alterando qualquer tipo de rocha (Meinert, 1993). Uma classificação mais útil no caso do *skarn* visa agrupar todos os tipos que ocorrem juntos e separá-los daqueles que ocorrem de maneira especializada em um ambiente tectônico específico (Meinert, 1993), como exemplo podemos citar o caso dos depósitos de Fe-Cu *skarn* cálcico que aparece como exclusivo do ambiente tectônico de arco de ilhas oceânico (Figura 3-8 A). Em outro exemplo temos os Au *skarns*, que apresentam formação em bacias de retro-arco associadas a arcos vulcânicos oceânicos, porém sua característica particular é a associação comum com plútons gabróicos e dioríticos, formam endoescarnitos em abundância, apresentam alto metassomatismo sódico e ausência de Sn-Pb.

A maioria dos depósitos de *skarn* estão em ambientes de arco magmático gerados por subducção sob crosta continental (Figura 3-8 B), com plútons de composição variando entre dioríticos e graníticos, enquanto a metal base da mineralização do *skarn* parece refletir o ambiente geológico onde se forma (profundidade, estrutural e atuação de soluções hidrotermais). Nestes ambientes os Au *skarns* ocorrem associados a plútons reduzidos, o que pode representar uma história petrológica particular (Meinert, 1993).

Em um ambiente de subducção de baixo ângulo, a crosta subductada pode interagir mais com a crosta, o atrito entre a cunha e a crosta pode gerar riftes, nesta fase o arco magmático pode ser forçado para parcelas mais interiores do continente, os plútons gerados são graníticos, os *skarns* gerados são enriquecidos em Mo e W-Mo, talvez contenham Bi, Zn, Cu e F, comumente descritos como polimetálicos e localmente podem apresentar Au e As (Figura 3-8 C) (Meinert, 1993).

Alguns *skarn* não estão relacionados ao magmatismo de subducção, podem estar associados ao magmatismo tipo S, seguido de subducção de grande período, ou riftes de crátons previamente estáveis, os plútons são graníticos e apresentam muscovita e biotita primários, megacristais de quartzo preto-acinzentados, cavidades miarolíticas, alteração do tipo greisen e radiatividade anômala (Meinert, 1993). Os *skarns* associados se apresentam enriquecidos em Sn e F (Figura 3-8 D), esta suíte mais evoluída inclui W, Be, B, Li, Bi, Zn, Pb, U, F e ETR possivelmente em escala de interesse econômico.

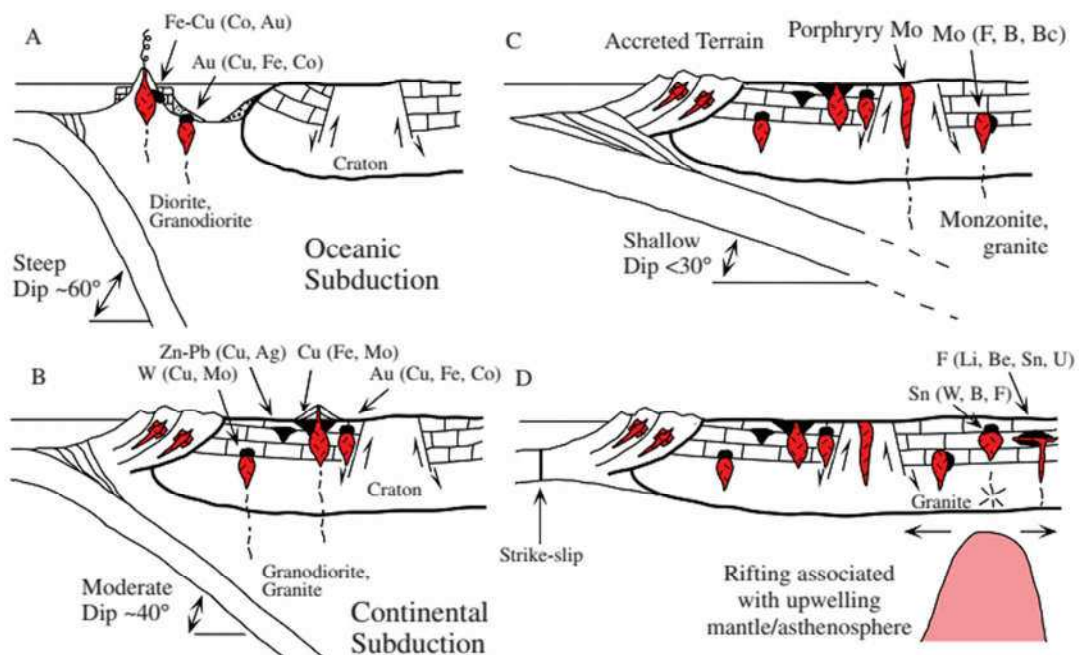


Figura 3-8: Modelos tectônicos da formação do *skarn*, idealizados por Minert (2005).

4. CINTURÃO OROGÊNICO RIBEIRA

4.1. Contexto Geológico Regional

O Cinturão Ribeira (Figura 4-1), considerado o domínio central da Província Mantiqueira (Heilbron et al. 2012), está localizado na porção sudeste do Brasil, é um complexo orógeno colisional, formado a partir das colisões oblíquas dos crátons Paranapanema, São Francisco e Congo, na consolidação do continente Gondwana Ocidental no neoproterozóico (Campanha e Brito Neves, 2004; Faleiros et al., 2011). Sua formação se deve a diversas acreções de fragmentos litosféricos continentais, conhecido como Ciclo Brasileiro-Pan Africano (Campanha et al., 2015).

A colisão oblíqua dos crátons, formam faixas anastomosadas limitadas por zonas de cisalhamento de direção NE-SW (Lopes et al., 2017), com desenvolvimento de falhas de empurrão e dobramentos de vergência NE. Neste processo também ocorre sobreposição de eventos que obliteram registros, deixando complexa a hierarquização dos eventos tectônicos (Faleiros, 2003; Faleiros et al., 2012; Campanha et al., 2015; Lopes et al., 2017).

O nome Cinturão Ribeira é uma denominação própria devido a região coincidir com o Vale do rio Ribeira de Iguape. O Cinturão é dividido em uma parte norte: que envolve os Terrenos São Roque, Embu e Apiaí, a parcela sul que apresenta os Terrenos Curitiba e Luiz Alves. Os Terrenos São Roque e Apiaí apresentam limites a norte com o Orógeno Ribeira, marcados por um salto metamórfico controlado pela zona de cisalhamento destrai Jundiunvira (Heilbron et al. 2012). O contato entre o Cinturão Ribeira Norte e Sul é balizado pela Zona de Cisalhamento destrai da Lancinha (Figura 4-1).

No Terreno Apiaí, a Orogenia Brasileira-Pan-Africana, origina o Supergrupo Açungui (Campanha e Sadowski, 1999), que compreende acreção de unidades de origens e idades distintas, incluindo: Calimani (1450-1500 Ma: Grupo Votuverava), Esteniano-Toniano (910-1030 Ma: Grupo Lajeado e parte do Grupo Itaiacoca) e Ediacarano (630-580 Ma: parte do Grupo Itaiacoca e Formação Iporanga). A área em estudo está localizada no Terreno Apiaí (Figura 4-1), onde afloram as rochas do Grupo Lajeado.

A exposição, no Terreno Apiaí, de núcleos do embasamento paleoproterozóico são raros, constituídos de ortognaisses peralcalinos estaterianos (1,75Ga), em geral de composição sienogranítica, associados a gnaisses monzogranito-granodioríticos riacianos (Kaulfuss, 2001), chamados de núcleos Betara e Tigre (Heilbron et al., 2012).

Faleiros et al. (2012) descrevem, no Terreno Apiaí, magmatismo neoproterozóico (ediacarano) representadas pelo Gabro de Apiaí, os granitos Itaóca, Barra do Chapéu e Apiaí que intrudiram os grupos supracitados. O Batólito Granítico Itaóca apresenta cornubianitos e *skarns* mineralizados a Cu, wollastonita e W, formados a partir de metamorfismo de contato e metassomatismo de pendentes de teto calcárias, que foram estudados por Ens (1990), Mello (1995) e Mello & Bettencourt (1998).

O Grupo Lajeado, ao modelo da geotectônica discutida, também se apresenta como uma faixa anastomosada de disposição NE, balizada por zonas de cisalhamento. É caracterizada por sequências de rochas siliciclásticas e carbonáticas (Lopes et al., 2017), formada em ambiente de sedimentação de plataforma carbonática de mar aberto, gerado na margem passiva do Cráton Paranapanema (Campanha e Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Campanha et al., 2015; Lopes et al., 2017), com idade máxima de deposição de 1200 Ma, com

base em análises de U-Pb em zircões detríticos (Campanha et al., 2015). Toda a sequência teria experimentado metamorfismo na fácies xisto verde inferior.

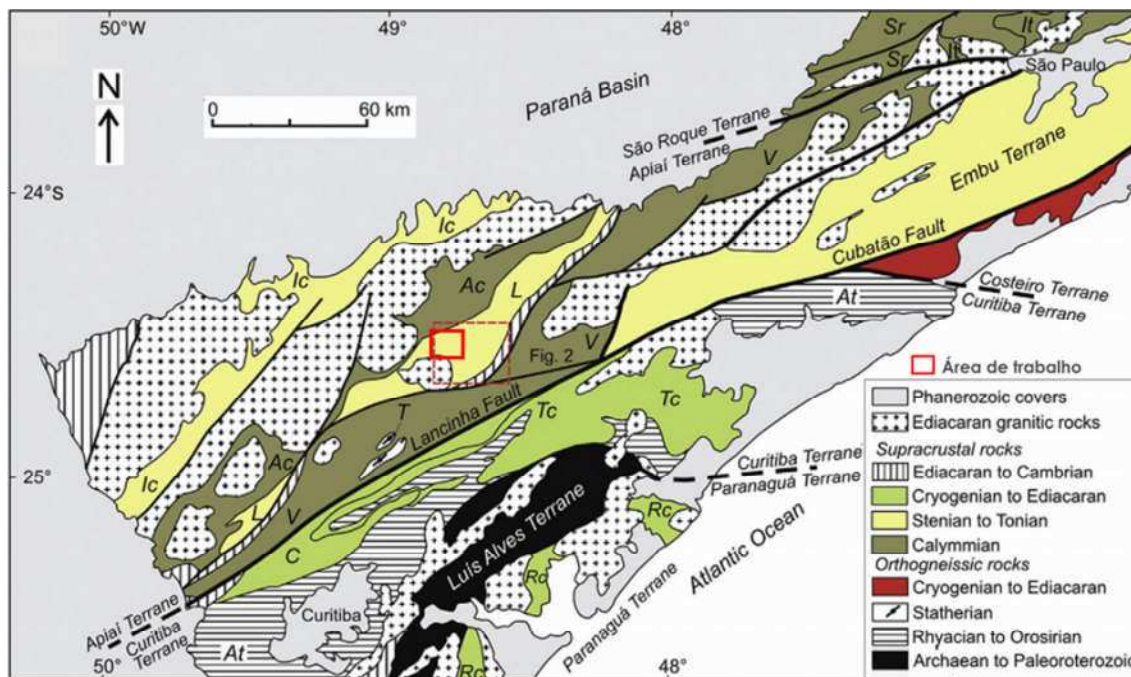


Figura 4-1: Mapa Geotectônico simplificado da parte SE do Brasil destacando o Cinturão Ribeira, composto pelos Terrenos São Roque, Embu e Apiaí a norte (onde se localiza a área de trabalho), Curitiba e Luiz Alves ao sul. Unidades Geológicas: Complexo Atuba (At), Formação Rio das Cobras (Rc), Formação Turvo-Cajati (Tc), Formação Capirú (C), Gnaiss Tigre (T), Grupo Serra do Itaberaba (It), Grupo São Roque (Sr), Grupo Votuverava (V), Formação Água Clara (Ac), Grupo Lajeado (L), Grupo Itaóca (Ic). Fonte: retirado de Campanha et al., 2015.

O grupo Lajeado é composto pelas Formações Betarí (base), Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas, Serra da Boa Vista, Passa Vinte e Gorutuba (mais jovem). As três unidades do topo estratigráfico são intrudidas pelo Gabro de Apiaí.

A Formação Betarí, base estratigráfica do Grupo Lajeado (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), é uma unidade terrígena (Faleiros et al., 2012), que representa sequência retrogradacional. A formação se divide em três subunidades; sendo uma metapsamítica de base, com alternância de fácies arenoconglomeráticas e arenosas; em seguida uma subunidade metapelítica, com fácies de metarenito fino a médio com espessuras variando de métricas a subdecimétricas (da base ao topo), por fim, uma subunidade metapelítica com fácies de metarritmitos finos (ardósia e filito).

Em seguida, a Formação Bairro da Serra, é interpretada por Faleiros et al. (2012) como uma sequência progradacional, em ambiente deposicional profundo, de baixa energia, ocasionalmente afetado por ondas e tempestades. É constituída por camadas de metacalcarenito, metacalcilutitos e raros folhelhos alternados que conferem aspecto rítmico à rocha. Estão conservadas estruturas de estratificação planoparalela, cruzadas acanaladas, dobras convolutas, *climbing ripples* e *hommockies*. A Formação Bairro da Serra é hospedeira

de mineralizações polimetálicas (Pb, Ag, Zn, Cu e Au) do tipo Pannels, que ocorrem em forma de veios brechóides de sulfeto maciço (Lopes et al., 2017).

A Formação Água Suja, representa depósitos de baixa energia (Faleiros et al., 2012), que podem ser gerados por fluxos turbidíticos de baixa densidade, apresenta espessura muito afetada pela deformação tectônica. A formação apresenta metarritimitos formados pela alternância de camadas muito finas de metargilito, metassilito e metarenito, as rochas conservam acamamento gradacional e níveis com laminação convoluta (localmente).

A Formação Mina de Furnas, pode representar tanto depósitos formados por correntes turbidíticas de baixa concentração como sedimentação pelágica. Apresenta três fácies bem distintas: uma carbonática representada por metacalcarenito fino com estratificações planoparalelas; a segunda contém alternância de metarenito grosso a fino com metacalcarenito fino em estratificações planoparalelas; a última apresenta bancos de metacalcário bandado. Esta última fácies mostra deformações por falhas listricas e dobras convolutas (Faleiros et al., 2012). Esta unidade também apresenta mineralizações polimetálicas, incluindo a Mina de Furnas.

A Formação Serra da Boa Vista, apresenta ambiente de formação interpretado como leque submarino de águas rasas, com turbiditos retrabalhados por ondas (Faleiros et al., 2012). É constituída por metarenitos rítmicos finos, com níveis de metassilitos e metarenitos médio a conglomeráticos, com frequentes marcas de estratificação plano-paralelas, cruzadas cavalgantes, estruturas de sobrecarga e gradacionais normais (Faleiros et al., 2012). Ocorrem estratos de metassilitos com porfiroblastos de cloritóide, indicando metamorfismo de fácies xisto verde.

A Formação Passa Vinte apresenta, em sua base, contato concordante e interdigitado (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**) com a Formação Serra da Boa Vista (siliciclástica). No topo, o contato é tectônico com as fácies turbiditos distais da Formação Gorutuba. Segundo Faleiros (2012), representa um evento transgressivo em ambiente plataformar de águas rasas. É formada por mármore cinza claro a branco bandado, subordinadamente ocorrem corpos, metamargas, metarenitos e metassilitos.

A Formação Gorutuba (a mais jovem), tem formação interpretada como aumento da profundidade da água do mar em porções distais de leque submarino (Faleiros, 2012). É caracterizada por ritmitos distais muito finos, intercalados por silitos, argilitos, margas e calcários (Campanha et al., 2015). As estruturas mostram acamamento sedimentar, laminações plano-paralelas, cruzadas de baixo ângulo.

A Formação Gorutuba apresenta contato cisalhado com o topo da Formação Passa Vinte (mármore), pela incompatibilidade das fácies sedimentares, estima-se que ela seja alóctone (Campanha et al, 2015).

A Formação Gorutuba é intrudida pelo Gabro de Apiaí, este contato normalmente não está exposto (Archanjo et al, 2012), porém afloramentos no contato sul sugerem que seja concordante ao acamamento. No entanto o acamamento plano paralelo característico do protólito sedimentar apresenta-se dobrado em um sinforme normal, o Sinforme Calabouço.

Nesses locais desenvolve-se metamorfismo de contato evidente entre os acamamentos pelíticos, com a geração de cornubianitos, onde ocorre clorita, cristais euédricos e milimétricos de actinolita, diopsídeo, calcita, epidoto e quartzo (Campanha et al, 2015). O

principal afloramento deste estudo, uma pedreira de saibro, aos arredores da cidade de Apiaí, mostra boa exposição deste contato, por isso maior ênfase será dada à Formação Gorutuba e ao Gabro de Apiaí.

4.2. Magmatismo Neoproterozóico

No Terreno Apiaí destacam-se quatro corpos intrusivos de idade ediacarana: Gabro de Apiaí, Granito Itaóca, Granito Barra do Chapéu e Granito de Apiaí.

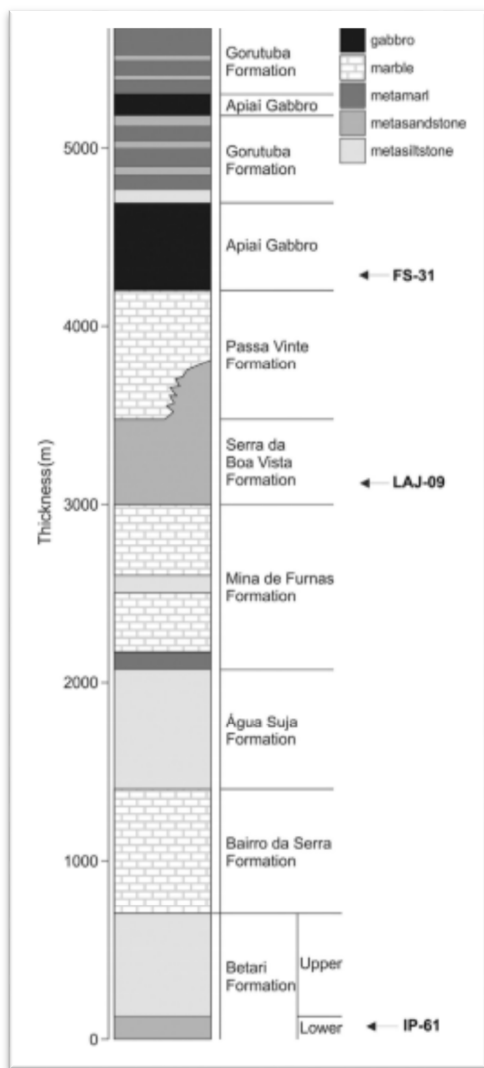


Figura 4-2: Coluna Estratigráfica do Grupo Lajeado. Adaptado de Campanha et al, 2015.

(Archanjo et al., 2012). Quantidades de SiO₂ foram avaliadas em 49-52%, e a composição do gabro foi considerado como basalto toleítico, com composição próxima a MORB (Campanha et al, 2015).

O Gabro de Apiaí, intrude seções do topo do Grupo Lajeado (Faleiros, 2012). Regionalmente, as sequências metassedimentares têm a forma de um sinforme normal (Sinforme Calabouço) que foi ocupado pelo gabro, deixando a intrusão com forma de lopólito (Faleiros et al, 2015). Vários estudos fornecem explicações sobre a forma de lopólito deste gabro. Para Campanha e Sadowski (1999), com base na microestrutura e mineralogia não alterada, afirmam que intrusão é pós-tectônica. Archanjo et al. (2012) fornecem evidências por estudos de trama magnética e texturais para afirmar que o gabro é pré-tectônico, teria forma de *sill* que foi posteriormente dobrado.

Campanha et al. (2015) obtiveram idades em zircão (U-Pb em SHRIMP) de 877 Ma, tido como idade de alocação magmática, uma menor quantidade de zircão resultou idade de 600 Ma, que foi interpretada como evento metamórfico ou hidrotermal.

O Gabro de Apiaí é composto por gabro, microgabro ou diabásio. As rochas mostram-se equigranulares, não foliadas, com granulação média, texturas ofíticas a subofíticas. Os minerais encontrados são clinopiroxênio (augita), ortopiroxênio (hiperstênio), plagioclásio (andesina e labradorita), magnetita e ilmenita ocorrem como acessórios. A augita e hiperstênio têm bordas corroídas substituídas por biotita e hornblenda. Ainda ocorrem veios de clorita que constituem evidência de atividade hidrotermal

O Granito Itaoca, datado em 623 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP, Salazar et al, 2004), tem contato intrusivo com as Formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas e Serra da Boa Vista. Este batólito foi caracterizado por Mello (1995) como metaluminoso, da série calcialcalina de alto K, de natureza tardi a pós-orogênica, do tipo I Cordilherano. Mello (1995) ainda identificou cinco fácies magmáticas no maciço e as agrupou em três unidades principais: Itaóca, Milonítica e Saltinho, separadas por critérios de cor (Itaóca é cinza e marrom e Saltinho é rosa), Saltinho representa a Unidade Itaóca deformada e milonitizada na Zona de Cisalhamento Ribeira.

No Batólito Granítico Itaóca, foram caracterizados por Ens (1990), corpos formados pela ação térmica e de fluidos do granito, que causaram metamorfismo nas encaixantes, enclaves e tetos pendentes, originando diversos cornubianitos, mármore e escarnitos, dos quais foram identificados dois tipos: granada-piroxênio escarnitos e granada-wollastonita escarnitos.

O Granito Barra do Chapéu foi datado em 605 Ma (U-Pb em zircão, Gimenez Filho et al., 1995), aflora a noroeste da cidade de Apiaí e faz parte do Batólito Três Córregos, com dimensão superior a 100Km. Consiste de granitos porfiríticos rosa a cinza, com megacristais de feldspato alcalino rosa. Hornblenda e biotita são os principais minerais máficos. Apresenta ainda corpos de micaxisto, rochas calcioalcalinas e anfibolitos, tidos como tetos pendentes e xenólitos da Formação Água Clara. Foi considerado pertencente a série calcialcalina de alto K de tipo I (Faleiros, 2012).

O Granito de Apiaí apresenta idade de 605 Ma (U-Pb, Hackspacher et al., 2000), é classificado como monzogranito foliado, calcialcalino de alto K, tipo I. Ocorre a oeste da cidade de Apiaí, apresenta 68Km², em forma alongada no sentido NE-SW, acompanhando a Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava. Foi considerado granito quimicamente indiferenciado e de colocação tardicolisional. Predomina o hornblenda-biotita-granito maciço, porfirítico e com megacristais anédricos de feldspato potássico rosa (Faleiros, 2012).

5. RESULTADOS

5.1. Caracterização Geológica

Nesta seção são caracterizados os litotipos estudados em afloramentos onde o contato do Gabro de Apiaí e Formação Gorutuba estão bem visíveis e conservados, situado na Estrada Apiaí-Iporanga, próximo ao Bairro da Ferradura (Figura 5-1 e Figura 6-1).

Neste local uma pedreira de aproximadamente 25m de comprimento e 30m de altura, onde uma indústria local explora saibro. O mapeamento de detalhe da pedreira foi realizado e o mapa está apresentado na Figura 5-1. O corpo do Gabro de Apiaí é arredondado com aproximadamente 6m de altura, e aflora na porção nordeste da pedreira. Na porção sudoeste afloram metarritmitos com bandamento proeminente, pertencentes a Formação Gorutuba. Na porção sudoeste ainda, o metarritmito apresenta contato intrusivo com uma lente de sienogranito, com 50cm de altura e 80cm de largura.

5.2. Metarritmito

No afloramento estudado o metarritmito é a rocha de maior ocorrência (Figura 5-2), está muito alterado hidrotermalmente e intemperizado. Apresenta um característico bandamento de cor e composição, que auxilia na sua diferenciação. No contato, o gabro corta as bandas do metarritmito, enquanto o contato do sienogranito é concordante ao bandamento.

Em afloramentos distantes do contato com o gabro, a rocha fresca do metarritmito apresenta estrutura bandada plano-paralela, com alternância de cores verdes e verde claras (espessuras de 1-3cm), de granulação fina e muito fina, que se repetem alternadamente. O bandamento tem mergulho para N-NW (atitudes médias de 342/25).

MAPA GEOLÓGICO LOCAL

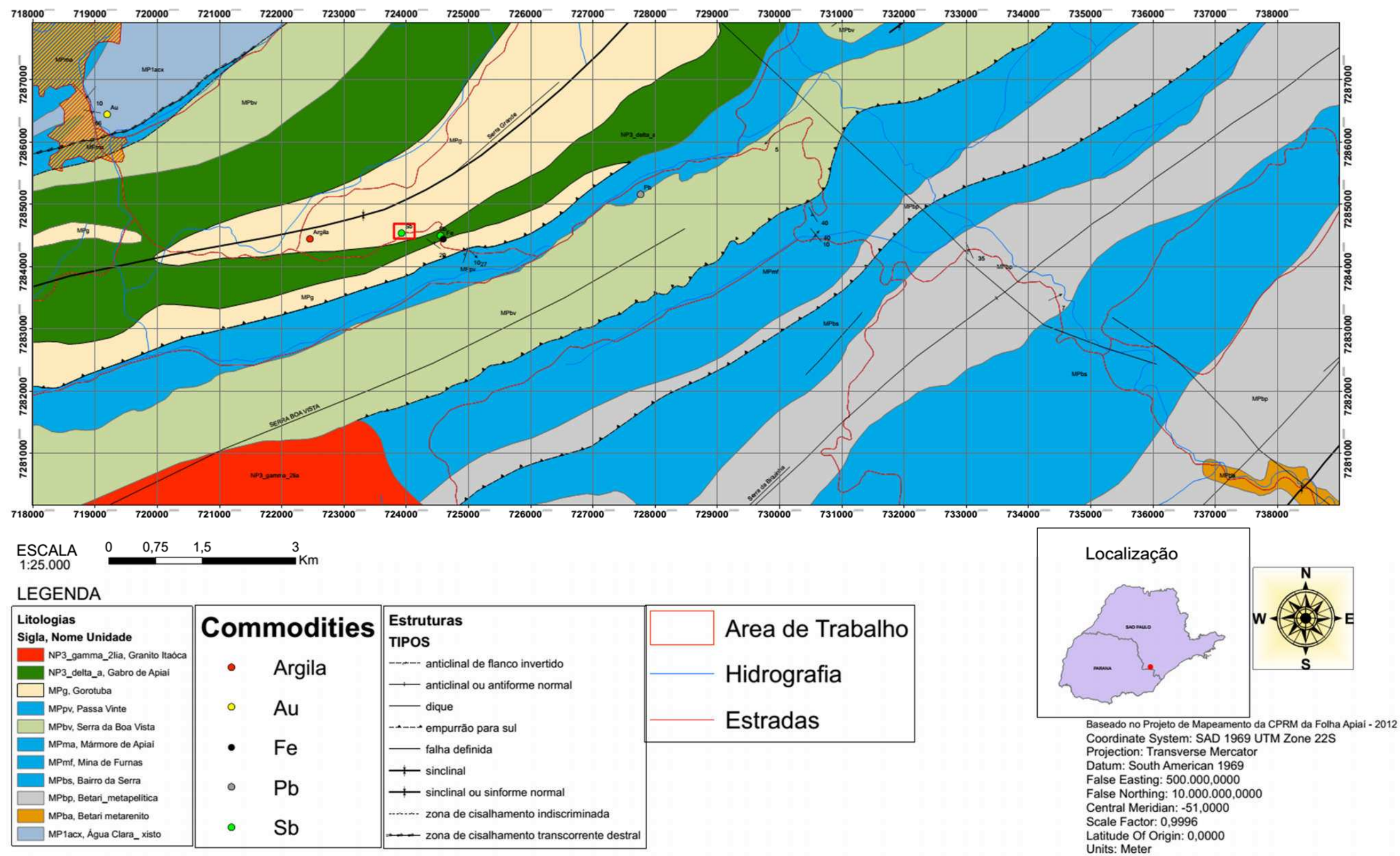


Figura 5-1: Mapa geológico local, em destaque a área de trabalho. Confeccionado a partir dos dados de mapeamento de Apiaí feito pela CPRM em 2012.



Figura 5-2: Dobras do metarritmito próximo ao contato com gabro.

Sobreposta ao bandamento de cor ocorre uma foliação de tipo clivagem contínua (Figura 5-3), marcada pelo alinhamento de clorita e biotita. A foliação está dobrada, são dobras apertadas (plano axial 270/80, eixo 116/20).

O metarritmito é composto por quartzo (50%), biotita (10%), clorita (10%), epidoto (5%) e pequenos grãos (2-5mm) de magnetita martitizada (5%), as fases acessórias incluem zircão, titanita, alanita, monazita e apatita (Figura 5-4). As bandas podem apresentar composição homogênea de epidoto (cor verde pistache), ou ainda cobertura por óxidos de ferro como hematita, que atribuem cores marrom avermelhadas às bandas, independentemente de sua composição. A rocha também apresenta falhas transcorrentes discretas, de sentido de movimento dextral (266/70).



Figura 5-3: Amostra do metarritmito da Formação Goutuba, com bandamento de cor e composição.

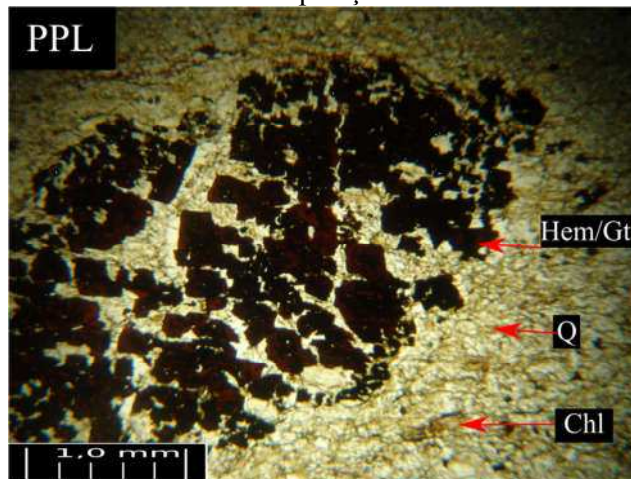


Figura 5-4: Fotomicrografia do metarritmito com porfiroblasto de hematita (Hem) e goethita (Gt), em matriz de quartzo (Q) e clorita (Chl).

5.3. Gabro de Apiaí

O Gabro de Apiaí aflora principalmente a SE do município de Apiaí (Figura 5-5), é encontrado nos primeiros quilômetros da estrada Apiaí-Iporanga, onde o contato principal é com os metarritmitos da Formação Gorutuba.

O Gabro é frequentemente encontrado intemperizado, nos afloramentos da estrada, apresentando cores cinzentas e granulação muito fina, nos arredores da cidade está mais conservado. O gabro inalterado é preto esverdeado, de granulação média, textura subofítica e

isotrópico (Figura 5-7). A rocha é composta por ripas de plagioclásio (40%), clinopiroxênio (25%), ortopiroxênio (10%), magnetita (10%) e ilmenita (3%), os acessórios são zircão e rutilo.

Ao longo da estrada e na pedreira em estudo o gabro apresenta duas famílias de falhas com atitudes médias de 260/75 e 342/85 (Figura 5-6).



Figura 5-5: Afloramento do Gabro de Apiaí próximo à sede do CIEM-CPRM em Apiaí.



Figura 5-6: Detalhe das famílias de falhas que ocorrem no gabro, Pedreira de saibro – Estrada Apiaí-Iporanga.

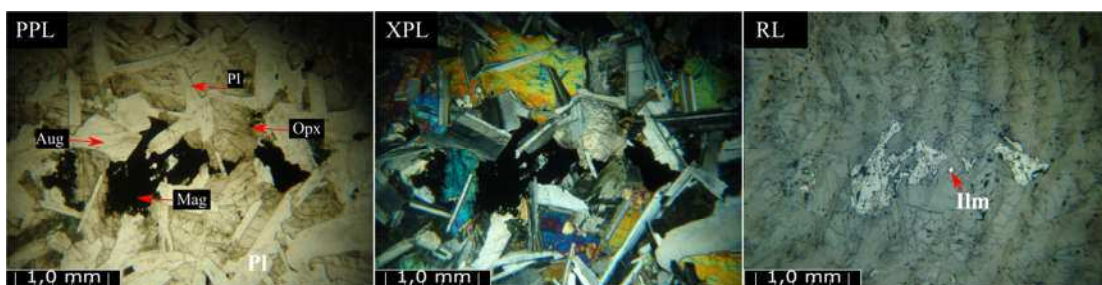


Figura 5-7: Fotomicrografia do Gabro de Apiaí inalterado. Legenda: magnetita (Mag), plagioclásio (Pl), augita (Aug), ortopiroxênio (Opx), ilmenita (Ilm). PPL=nicóis paralelos, XPL=nicóis cruzados, RL= luz refletida.

5.4. Sienogranito

Esta rocha não foi ainda descrita na região, ocorre como intrusão no metarritmito. Tem forma de lente (Figura 5-8) sub-paralela ao bandamento do metarritmito. Pode apresentar apófises de forma irregular e ramificada do mesmo material granítico.

O sienogranito é um leucogranito (Figura 5-9), com textura equigranular média a fina, composto por ortoclásio (30%), microclínio (25%), quartzo (25%), plagioclásio (10%), e em menores quantidades biotita e anfíbólio. Os minerais acessórios são magnetita, titanita, apatita e zircão. No sienogranito ocorrem duas famílias de fraturas, cujos planos médios obtidos são de 223/83 e 264/84.

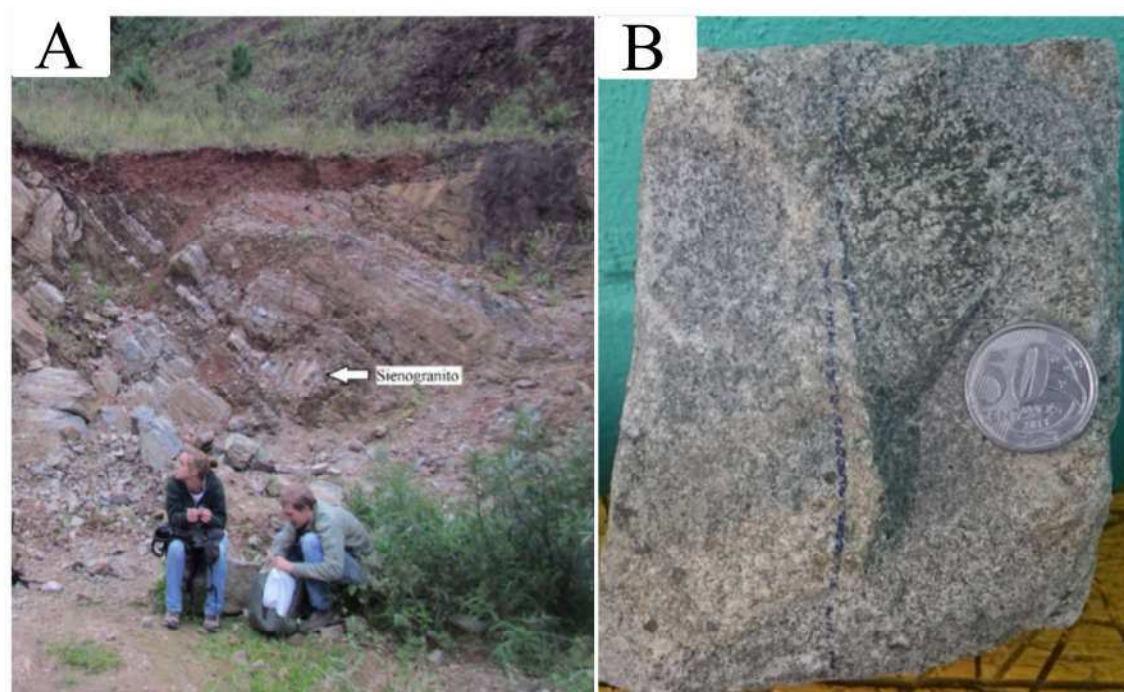


Figura 5-8: Em (A) ocorre pequena apófise de sienogranito entre o bandamento do metarritmito. Em (B) amostra de mão de sienogranito.

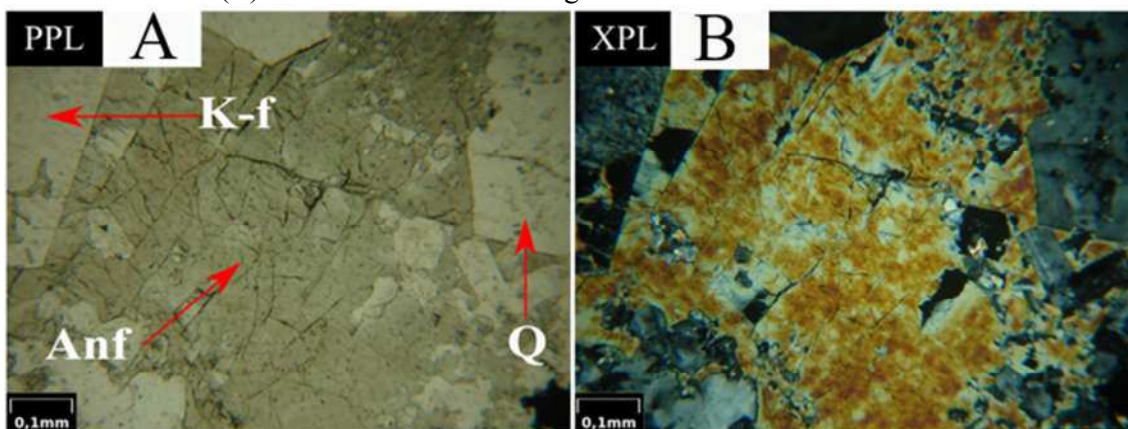


Figura 5-9: Fotomicrografia do sienogranito, contendo anfíbólio (Anf), quartzo (Q), feldspato potássico (K-f), (A) vista em nicóis paralelos e (B) vista em nicóis cruzados.

6. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO SISTEMA GABRO DE APIAÍ – METARRITMITO

Com base na petrografia dos litotipos protólitos explorados anteriormente na pedreira estudada, uma sequência de zonas metamórficas e hidrotermais podem ser entendidas. Um perfil com as alterações hidrotermais encontradas na pedreira em estudo está apresentado na Figura 6-1.

A fase inicial do sistema hidrotermal, se dá pelo metamorfismo de contato, causado a partir da intrusão do Gabro de Apiaí. A partir do gabro foram discriminadas fácies de metamorfismo de contato, desenvolvidas em padrão concêntrico, e divididas em zonas de acordo com a paragénese mineral identificada (Figura 6-1), em ordem do grau metamórfico são: zona da sillimanita, zona do feldspato potássico e zona da muscovita, originadas às custas dos metassedimentos expostos diretamente à temperatura do gabro.

No metarritmito foram caracterizadas sucessões de zonas de alteração hidrotermal, que estão controladas pela estrutura bandada primária do metarritmito (Figura 6-1), também foram classificadas em zonas, organizadas em grau decrescente de temperatura: zona da granada, piroxênio, epidoto, biotita, muscovita e ilita. A Figura 6-2 fornece um exemplo de como as zonas de alteração hidrotermal se organizam.

No sienogranito a alteração hidrotermal é bem mais branda, apenas com limites dos minerais alterados a ilita-muscovita fina e o feldspato potássico saussuritizado.

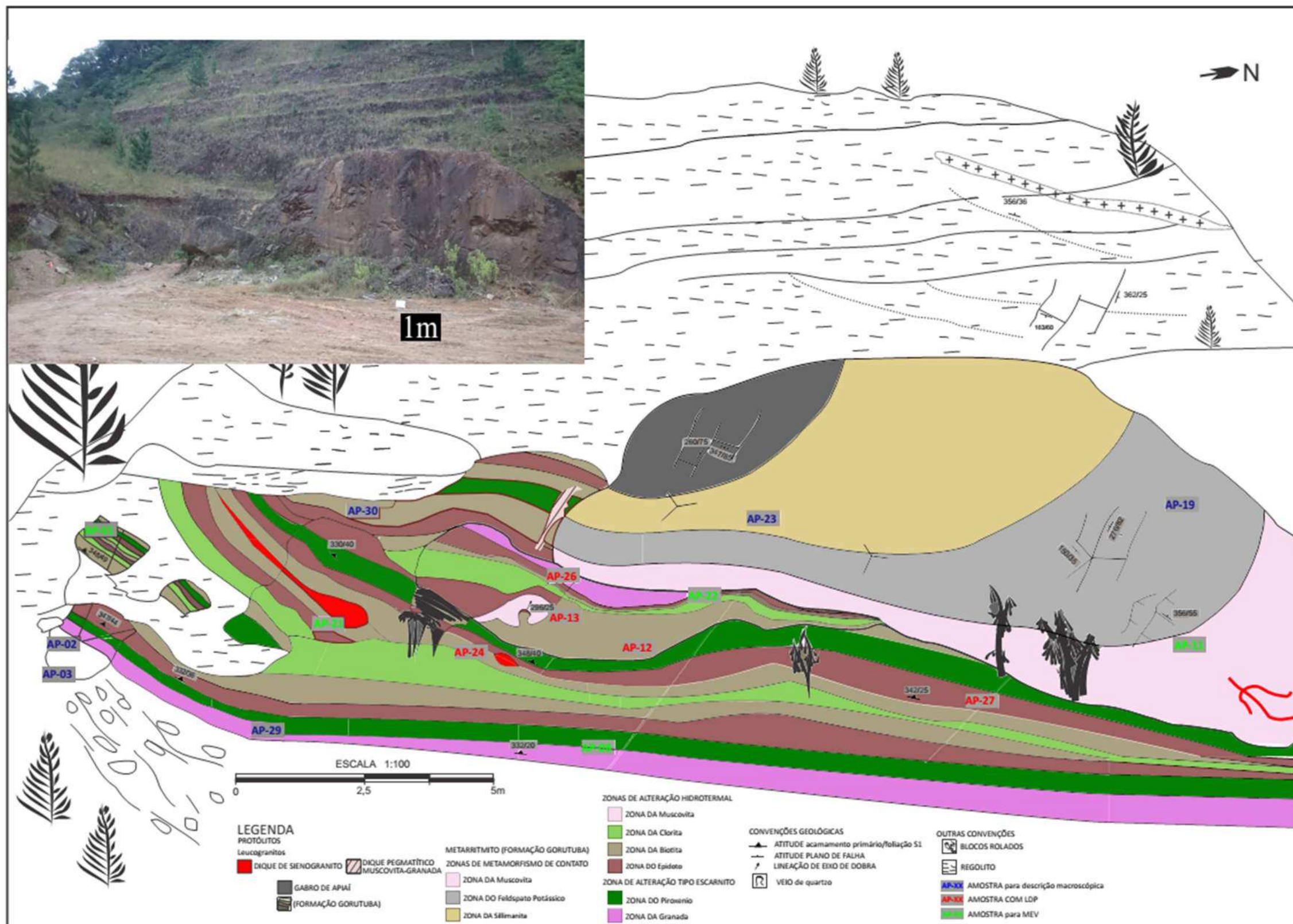


Figura 6-1: Perfil esquemático da Pedreira – Apiaí-Iporanga, indicando as diversas zonas de alteração hidrotermal do contato entre o Gabro de Apiaí e os metarritmitos da Formação Gorutuba, topo do Grupo Açungui.

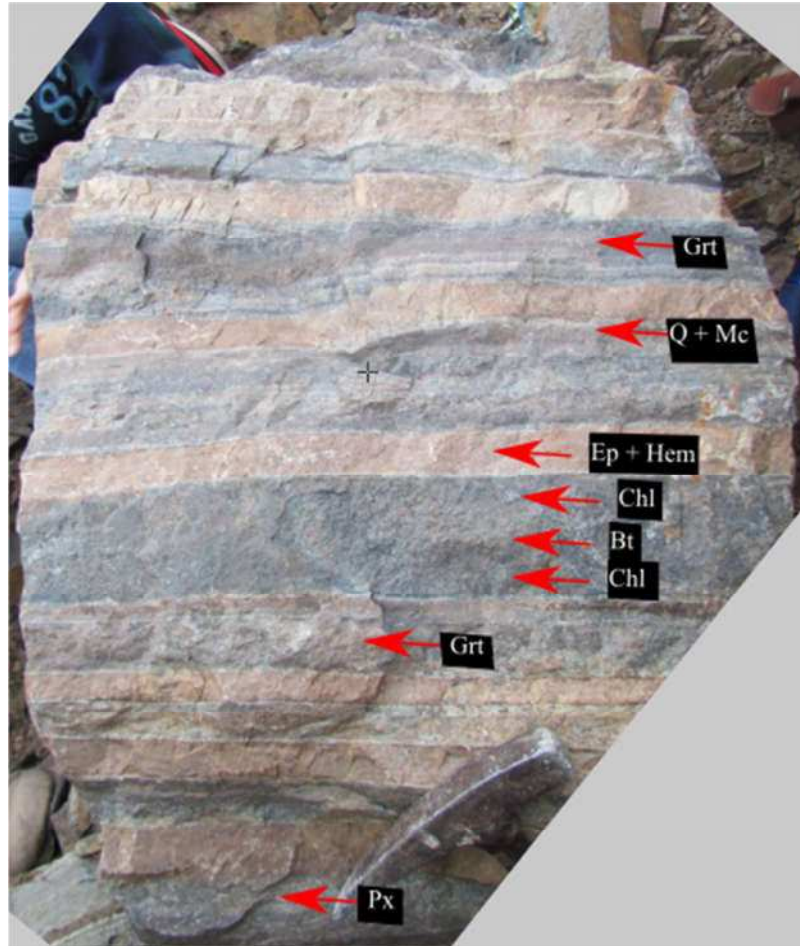


Figura 6-2: Bloco esquemático de metarritmito, onde as bandas, originalmente primárias, foram substituídas pelas zonas de alteração hidrotermal. As bandas marrom avermelhadas escuras representam a zona da granada (Grt), as bandas verde escuras a zona do piroxênio (Px), as bandas laranja avermelhadas claras correspondem a zona do epidoto (Ep) com hematita (Hem), os níveis finos branco acinzentados representam a zona do quartzo (Q) e a zona do quartzo-microclínio (Mc), e as bandas verdes mais espessas são compostas por biotita (Bt) e/ou clorita (Chl).

6.1. Zonas de Metamorfismo de Contato

O metamorfismo de contato está associado a intrusão do gabro, onde as rochas apresentam três paragêneses distintas, que foram identificadas como halos concêntricos a partir do núcleo do gabro inalterado (Figura 6-1).

6.1.1 Zona da Sillimanita

A zona da sillimanita ocorre nas porções mais proximais do gabro inalterado. A assembleia mineral identificada é sillimanita e rutilo 1 (número referente a primeira geração do mineral) apatita e monazita. Minerais de zonas de alteração hidrotermal posteriores que ocorrem junto com a sillimanita incluem biotita, ilita-muscovita, ilmenita e magnetita.

A sillimanita apresenta grãos pequenos (até 0,3mm), tem formas aciculares organizadas em hábito radiado, com limites retos (Figura 6-3 A). Apresenta inclusões de rutilo. O rutilo apresenta grãos prismáticos sub-idiomórficos a xenomórficos parcialmente transformados em ilmenita 1 (Fig. 6.4).

A sillimanita está quase completamente transformada em biotita com limites de grãos transformados em ilita-muscovita e ilmenita.

6.1.2 Zona do feldspato Potássico

Na zona do feldspato potássico, a textura original do gabro é preservada, porém é cinza mais claro. A assembleia mineral é quase monominerálica de feldspato potássico, com ilmenita 1 em menores proporções.

O feldspato potássico substitui o plagioclásio e apresenta grãos finos (0,3mm), com inclusão de ilmenita e limites de grão bastante irregulares.

A principal alteração hidrotermal observada é a substituição quase completa do feldspato por muscovita-ilita e monazita nos limites de grão.

6.1.3 Zona da Muscovita

A zona da muscovita é encontrada nas porções mais periféricas do corpo do gabro, onde ocorre o contato com o metarritmito. Esta zona de alteração apresenta-se em amostra de mão com cor cinza clara, com glómeros brancos muito finos devido a muscovita. A assembleia mineral é composta por muscovita, ilmenita 2 e zircão.

A muscovita apresenta lamelas finas (1mm), textura poiquilítica e com limites muito irregulares. Os grãos são frequentemente bordejados por ilita-muscovita (Figura 6-3C).

Duas gerações de ilmenita (0,1mm) são observadas: a primeira (Figura 6-4) incluída na muscovita e a segunda, posterior, ilmenita 2, ocorre nos planos da clivagem basal (001) da muscovita.

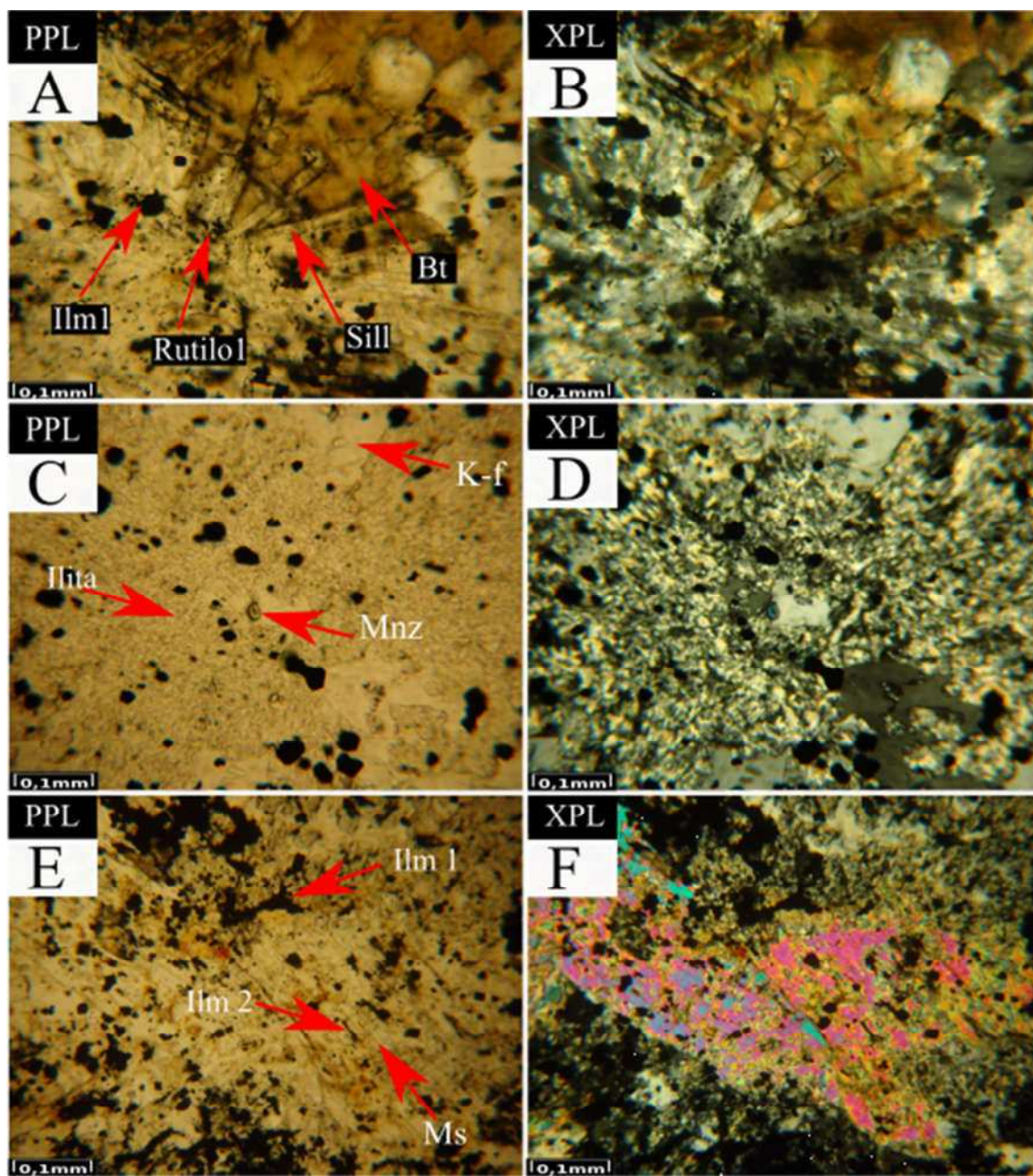


Figura 6-3: Fácies do metamorfismo de contato no Gabro de Apiaí: (A) em nicóis paralelos (PPL), cristais aciculares com hábito radiado de sillimanita (Sill) em equilíbrio com rutilo1 xenomórfico, parcialmente transformados em biotita (Bt) e ilmenita1 (Ilm1) na zona da sillimanita; (B) mesma imagem em nicóis cruzados (XPL); (C) zona do feldspato potássico (K-f); (D) mesma imagem vista a nicóis cruzados; (E) zona da muscovita, com muscovita (Ms) poiquilítica em equilíbrio com nova geração de ilmenita (Ilm2); (F) zona da muscovita vista a nicóis cruzados. Outros minerais, Mnz=monazita.

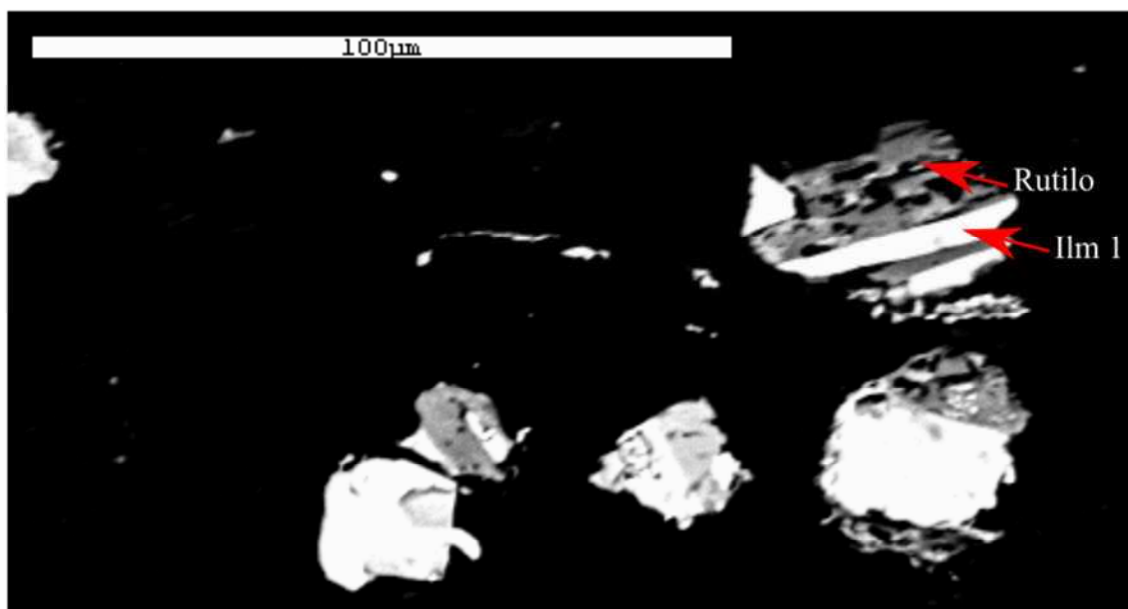


Figura 6-4: Imagem obtida por MEV-EDS, inclusões de rutilo em silimanita na zona da silimanita. Detalhe de grão de rutilo1 alterado a ilmenita 1 (Ilm).

6.2. Zonas de Alteração Hidrotermal Escarnítica

Na alteração escarnítica foram reunidas as zonas da granada e do piroxênio que ocorrem exclusivamente nos metarritmitos.

6.2.1 Zona de Alteração da Granada

A alteração de granada ocorre concentrada em bandas bem finas (de 1-2 cm de espessura) marrom avermelhadas escuras (Figura 6-2) ou nos interstícios dos minerais pré-existent, formando uma matriz de granada. A Assembleia mineral observada é monominerálica de granada.

Os grãos de granada são pequenos (0,4mm), fraturados, com relevo anormalmente baixo e limites de grão bastante irregulares.

A assembleia mineral de alteração da granada é pistacita, zoisita, biotita e quartzo. O epidoto ocorre como finos prismas em limites de grão e nos planos de fratura. O quartzo bordeja os grãos de granada e ocorre desde grãos maiores com extinção ondulante até mosaicos microcristalinos (Figura 6-5 e Figura 6-6).

A ilmenita 3 ocorre nos limites dos fragmentos da granada, com grãos subarredondados muito finos (0,05mm). Ainda nos limites de grãos de ilmenita, observa-se titanita e magnetita.

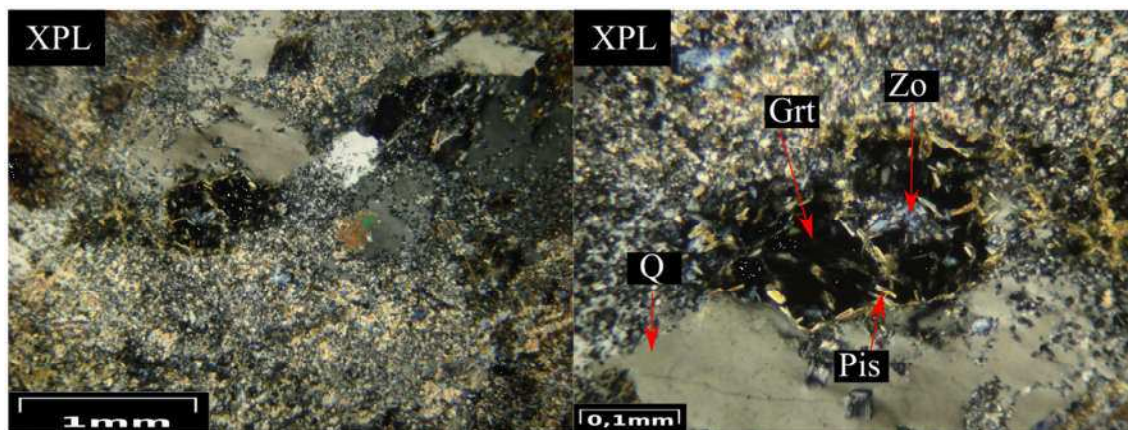


Figura 6-5: Zona de alteração hidrotermal da granada no metarritmito. A granada (Grt) está alterada a pistacita (Pis) e zoisita (Zo), e envolta por quartzo (Q). XPL=nicóis cruzados.

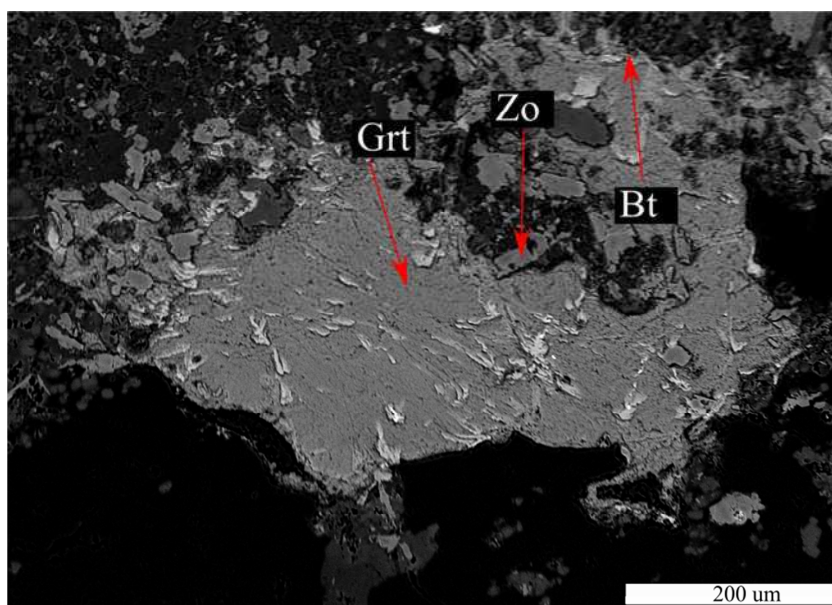


Figura 6-6: Imagem obtida no MEV. Granada (Grt) na zona de alteração da granada, alterada para biotita (Bt) e zoisita (Zo), e envolta por quartzo (cores negras).

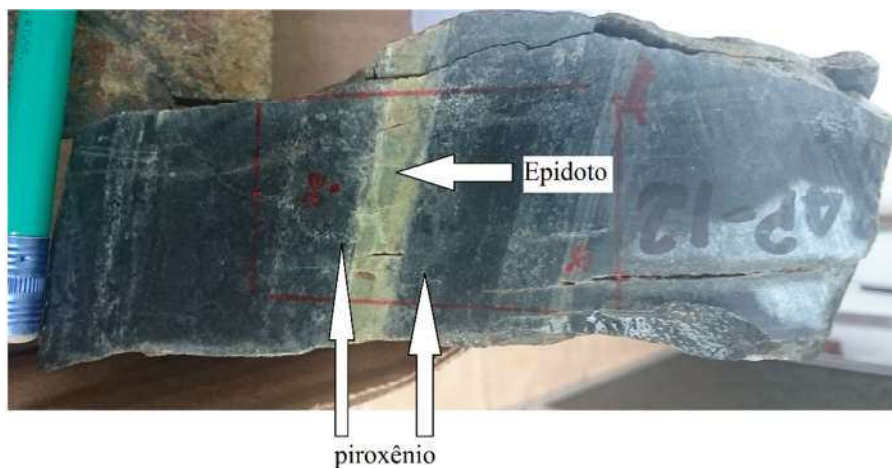
6.2.2 Zona de Alteração do Piroxênio

A zona de alteração do piroxênio ocorre em bandas espessas (3-5cm) verde escuras (Figura 6-7 A). A assembleia mineral observada é aparentemente monomineralica, contudo devido ao grau de alteração é difícil afirmar. Epidoto, ilmenita 3, titanita, apatita e monazita são produtos de alteração do piroxênio.

O piroxênio apresenta grãos pequenos (0,3mm) com limites muito irregulares, parcial ou totalmente substituídos por epidoto (Figura 6-7 B). Apatita e monazita ocorrem como traços.

A ilmenita 3 é muito fina (0,1mm) e ocorre ao longo dos planos de clivagens do piroxênio. Ilmenita tem halos de alteração de titanita.

A



B

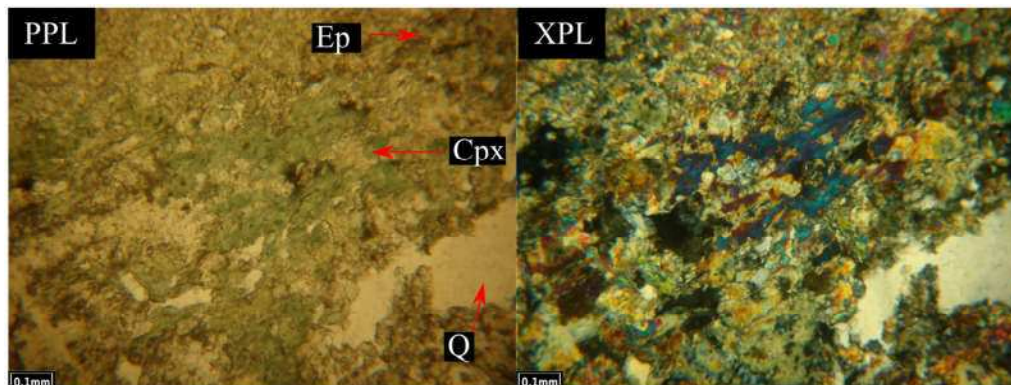


Figura 6-7: Zona de alteração do piroxênio em metarritmito: (A) amostra de mão com banda central de epidoto e bandas laterais de piroxênio; (B) Fotomicrografia mostrando um grão relictivo de diopsídeo (Cpx), parcialmente substituído por epidoto (Ep). Outros: Q=quartzo.

6.3. Zona de Alteração do Epidoto

A zona de alteração do epidoto é a mais abrangente das zonas de alteração no metarritmito. Ocorre em bandas verde pistache e marrom avermelhadas (com espessuras de 1-6cm, Figura 6-8 A), quase monominerálicas e com traços de calcopirita e magnetita.

O epidoto apresenta prismas idiomórficos muito finos (0,05mm), com limites bem retos. Apresentam relevo alto característico e pleocroísmo amarelo muito fraco a incolor.

Pelas cores de interferência brilhantes em rosa e verde, azul e amarelo pálido identificou-se as espécies pistacita, zoisita e clinozoisita (Figura 6-8 B).

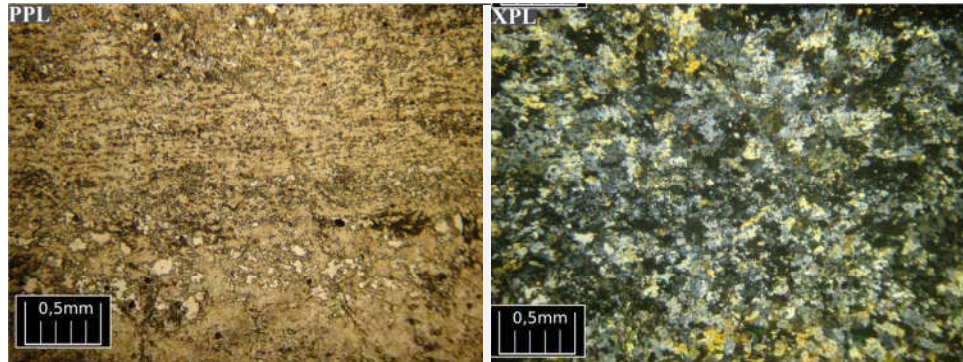
A calcopirita é muito fina (0,05mm) e ocorre nos interstícios entre os grãos de epidoto (Figura 6-8 C).

O principal produto de alteração em limites de grão do epidoto é a ilmenita 4. Tem hábito prismático alongado (0,05mm).

A



B



C

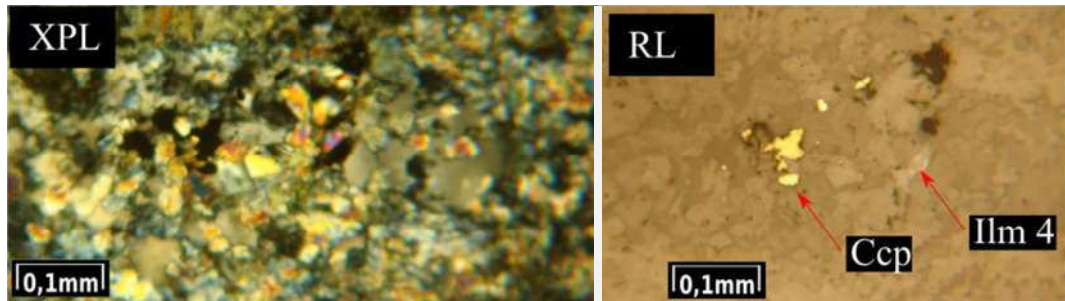


Figura 6-8: Zona de alteração do epidoto em metarritmito: (A) Amostra de mão com níveis marrom avermelhados de epidoto; (B) Fotomicrografia mostrando as variedades zoisita e clinozoisita; (C) Fotomicrografia mostrando clacopirita (Ccp) associada a epidoto, a ilmenita 4 (Ilm) aparece como traço ao redor do epidoto.

6.4. Zona de Alteração da Biotita

A zona de alteração da biotita ocorre tanto no metarritmito quanto no gabro. No metarritmito está mais concentrada nas bandas verdes, enquanto no gabro aparece de forma disseminada. A assembleia mineral é monomineralica, mas apresenta duas variedades de biotita, uma encontrada no gabro, marrom amarelada e fraco pleocroismo de amarelo pálido a marrom, a segunda, no metarritmito, vermelha, com pleocroismo forte de incolor a marrom a avermelhado (Figura 6-9 A e B).

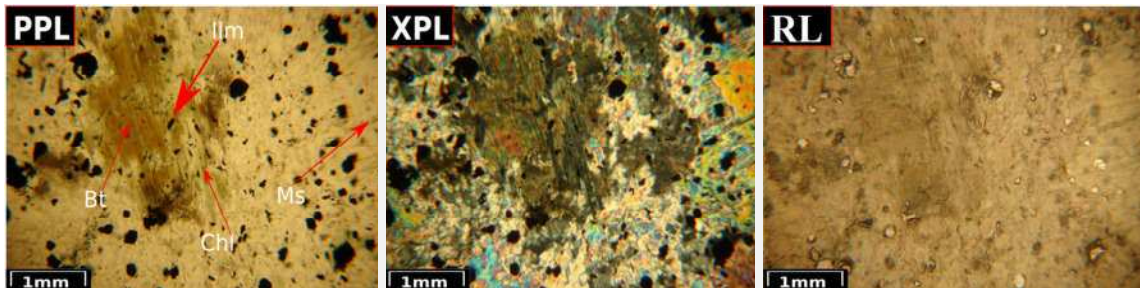
A biotita amarela é fina (1,5mm) e tem limites muito irregulares, os grãos são poiquilíticos, com inclusão subarredondada de rutilo e ilmenita.

A biotita vermelha é mais fina (0,5mm) com hábitos lamelares sub-idiomórficos e limites de grãos mais íntegros. Também ocorre inclusão de ilmenita.

A assembleia mineral de alteração da biotita é clorita, ilita, muscovita e ilmenita. As duas deixam um aspecto turvo nos grãos mais finos da biotita.

A ilmenita ocorre nos planos de clivagem da biotita, são muito finas (0,05mm), também ocorrem cristais arredondados. Normalmente a ilmenita apresenta-se alterada a magnetita nos limites de grão.

A



B

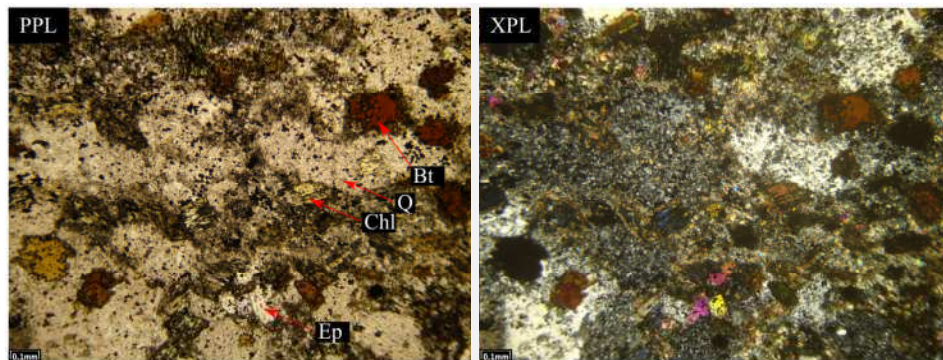


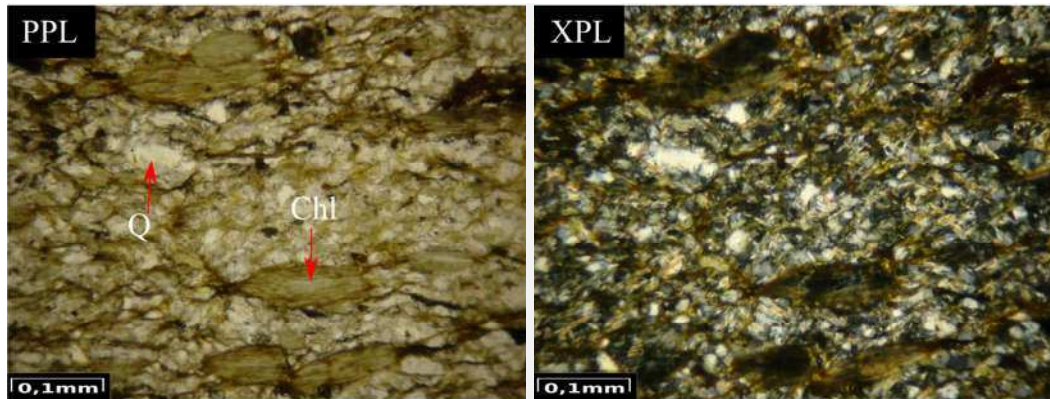
Figura 6-9: Zona de alteração da biotita: (A) fotomicrografia do gabro mostrando a biotita (Bt) amarela poiquilítica, com inclusão de ilmenita (Ilm) e alteração a clorita (Chl) e muscovita (Ms); (B) fotomicrografia do metarritmito mostrando biotita vermelha (fotomicrografia de luz plana e polarizada).

6.5. Zona de Alteração da Clorita

A zona de alteração da clorita ocorre tanto no gabbro como no metarritmito. A assembleia mineral é clorita e ilmenita 4 que ocorrem como produtos de alteração da biotita. A exemplo da biotita, a clorita apresenta duas variedades, uma com pleocroísmo de incolor a verde-oliva, provavelmente mais magnésiana (variedade clinocloro, Figura 6-10 A), e uma segunda incolor com cor de interferência azul berlim anômala, provavelmente rica em ferro (variedade chamosita, Figura 6-10 B) e. Ambas são pseudomorfos de biotita poiquilítica e incluem a ilmenita herdada da biotita e raros grãos de epidoto.

Os grãos de clorita são xenomórficos finos (até 1mm), com limites irregulares, com formação de quartzo. A ilmenita 4 apresenta hábito acicular fino (0,05mm) formada ao longo dos planos de clivagem da biotita na transformação biotita em clorita e ilmenita. Titanita ocorre em limites de grão de ilmenita.

A



B

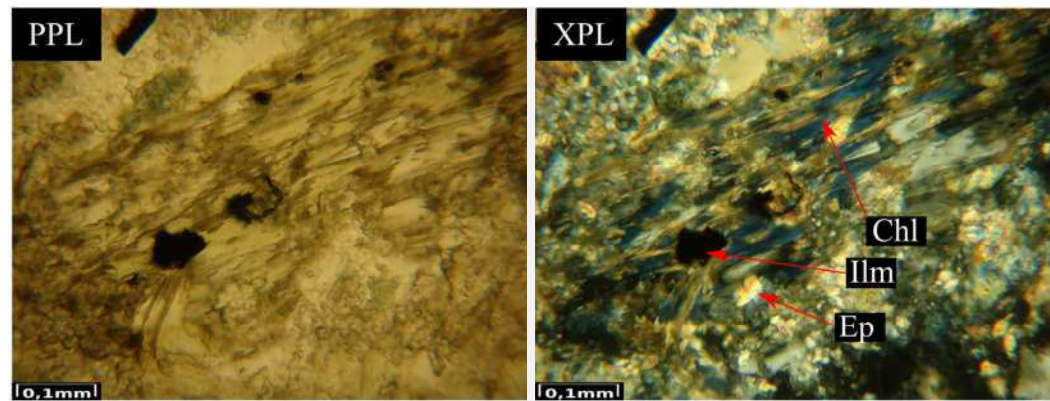


Figura 6-10: Zona de alteração hidrotermal da clorita; (A) Fotomicrografia do metarritmito mostrando clorita (Chl) marcando foliação concordante ao bandamento, está envolta por quartzo primário (Q); (B) fotomicrografia mostrando clorita ferrosa com inclusão de ilmenita (Ilm) e epidoto (Ep).

6.6. Zona de Alteração da muscovita

A zona de alteração da muscovita ocorre em bandas branco-acinzentadas com espessuras de 2cm no metarritmito (Figura 6-11 A). Ocorre igualmente alterando feldspato potássico no sienogranito (Figura 6-11 B). A assembleia é formada por muscovita, ilmenita, magnetita e rutilo.

A muscovita tem textura poiquilítica, apresenta lamelas idiomórficas médias a xenomórficas finas a (2mm, a 0,1mm), com limites de grão irregulares (Figura 6-9 A). A ilmenita é o principal opaco incluído na muscovita, os grãos são finos (0,5mm), e anedrais, com magnetita nas bordas.

A muscovita é encontrada substituindo bordas da biotita vermelha e amarela. As lamelas de textura poiquilítica da muscovita é bordejada por porilita. Os minerais inclusos são principalmente opacos.

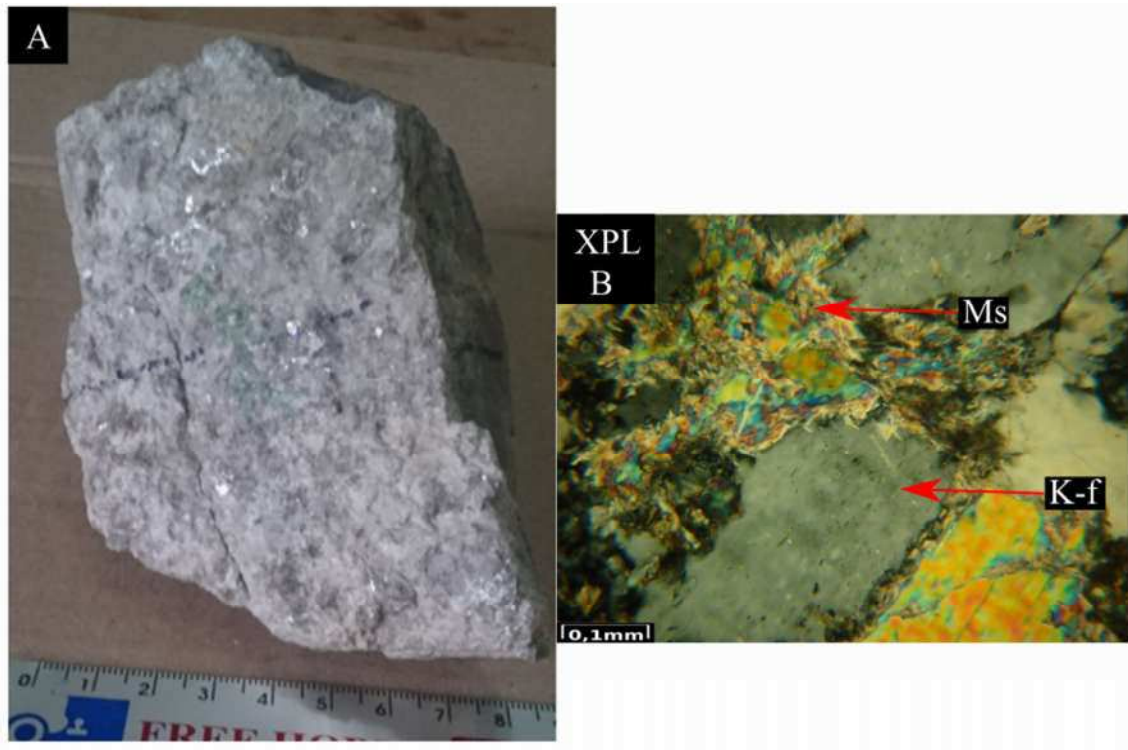


Figura 6-11: Zona de alteração da muscovita: A- banda branco-acinzentada de lente de sienogranito alterado em metarritmito alterado. Muscovita grossa em matriz de quartzo-feldspato-ilita. B- fotomicrografia do sienogranito mostrando muscovita (Ms) como produto de alteração de feldspato potássico (K-f).

6.7. Alteração com ilita

A zona de alteração da ilita é do tipo pervasiva. No metarritmito ocorre em bandas brancas, no gabro ocorre como glomérulos brancos, substituindo muscovita, deixando a rocha mais clara, no sienogranito substitui pervasivamente os feldspatos. A alteração atua substituindo os minerais a partir dos limites de grãos e clivagens (Figura 6-12).

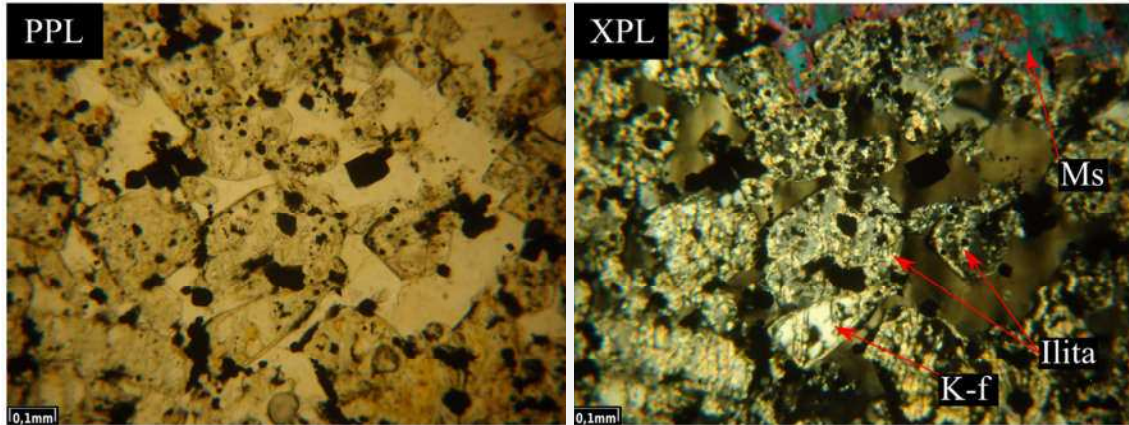


Figura 6-12: Fotomicrografia do gabro alterado, cristais de feldspato potássico (K-f) reliquias com bordas alteradas para ilita.

6.8. Martitização

A alteração hidrotermal é marcada pela substituição da magnetita por hematita. A alteração deixa as zonas de ocorrência do epidoto com cores marrom avermelhadas (Figura 6-8 B), também é encontrada em grãos médios (0,5mm) no metarritmito distante do contato com o gabro.

Os grãos de hematita são subedrais a cúbicos, pseudomorfose da magnetita, tem limites regulares, e desenvolvem zonamento mineral onde outros óxidos e hidróxidos de ferro (goethita), são formados em padrão concêntrico (Figura 6-13).

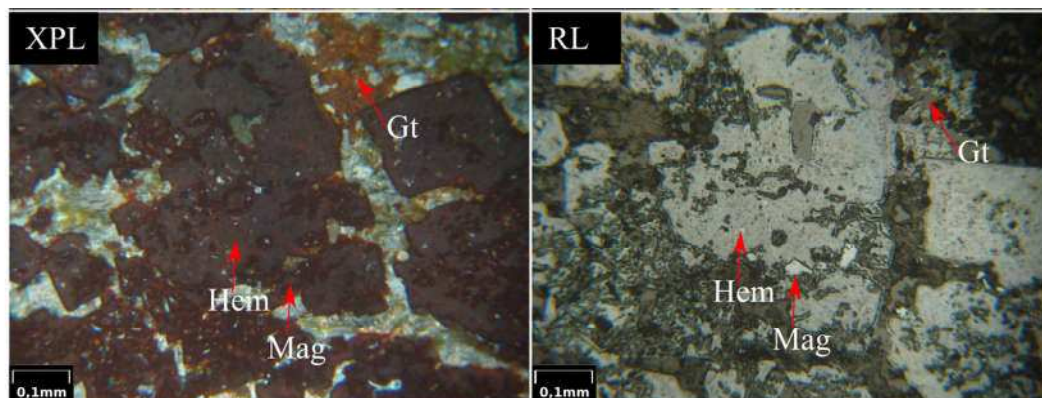


Figura 6-13: Fotomicrografia do metarritmito cloritizado, mostrando martitização da magnetita (Mag) em hematita (Hem), com formação de goethita (Gt) as bordas.

6.9. Zona de silicificação

A silicificação é do tipo preenchimento de cavidades (Figura 6-14) e ocorre em todos os litotipos estudados.

Ocorre na forma de bolsões e espaços intersticiais entre minerais pré-existentes. Os grãos com formas de fita e o preenchimento de microfraturas são pouco frequentes.

O quartzo de preenchimento é fino a médio (até 2mm) e tem limites sempre irregulares, a superfície dos grãos apresentam muitas inclusões fluídas, apresentam extinção ondulante muito fraca.

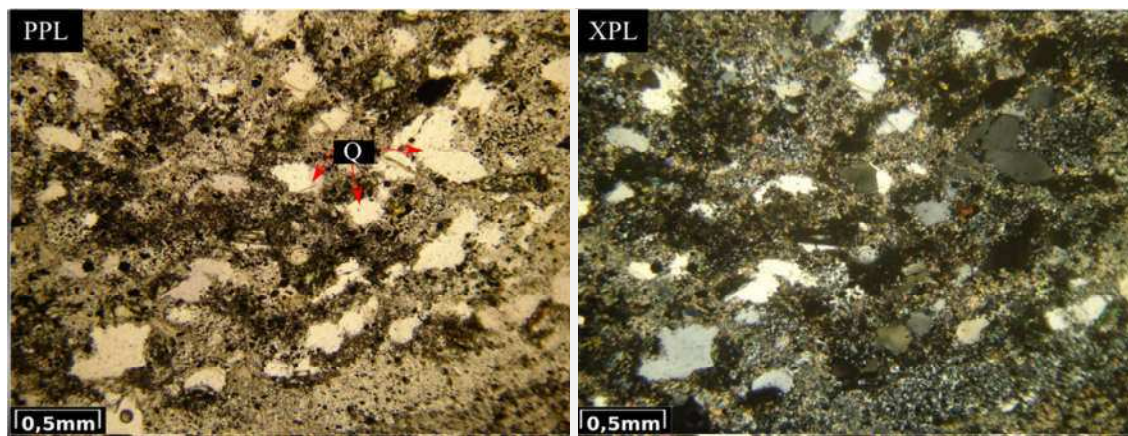


Figura 6-14: Zona de silicificação: fotomicrografia do metarritmito, com cavidades de quartzo (Q).

7. DISCUSSÃO

Nos estudos de campo e em análises petrográficas, uma série de zonas de metamorfismo de contato e de alterações hidrotermais foram caracterizadas. A partir da sequência dos eventos hidrotermais, é possível explicar a evolução de um escarnito formado no contato intrusivo do Gabro de Apiaí e a Formação Gorutuba. Nesta seção serão abordadas as particularidades de cada evento, com base nas paragêneses minerais, para o entendimento do sistema hidrotermal, que foi sintetizado na Tabela 7.2.3-1.

7.1. Correlação dos Protólitos.

A sudeste da cidade de Apiaí são encontrados afloramentos onde os metarritmitos da Formação Gorutuba são intrudidos pelo Gabro de Apiaí e apófises de sienogranitos (Figura 5-1). Este contato está no topo estratigráfico do Grupo Lajeado (Figura 4-2) - neoproterozóico (Campanha et al., 2015), que representa uma sequência de depósitos de margem passiva, com máxima idade de deposição de 1400-1200 Ma (U-Pb em zircão detrítico por LA-ICP-MS, Campanha et al., 2015), e idade mínima de deposição condicionada a alocação do Gabro de Apiaí, com 877 Ma (Campanha et al., 2015, U-Pb-zircão por SHRIMP).

Os metarritmitos apresentam estrutura primária bandada, estratificação plano paralela e granulação fina, conservados do protólito. As bandas mostram várias paragêneses minerais que revelam metamorfismo de contato, pela intrusão do gabro, formando cornubianitos (*hornfels*), devido as temperaturas atingidas pelo sistema, seguido de uma sequência de eventos de alteração hidrotermal, incluindo uma fase escarnítica progradante com granada e piroxênio, e uma escarnítica retrogradante com epidoto. Até a concepção do presente trabalho, não foi reportado a formação de *skarn* nos metarritmitos da Formação Gorutuba, apenas o metamorfismo de contato é mencionado (Archanjo et al., 2012; Faleiros et al., 2012).

O Gabro de Apiaí é a principal intrusão, responsável pelo aumento do gradiente termal e consequente circulação de fluidos baciais e hidrotermais. Segundo estudos de geotermometria (em plagioclásio, Oliveira et al., 2012), a intrusão atingiu aproximadamente 1200°C, suficiente para as condições de formação de auréolas concêntricas de metamorfismo de contato e reações escarníticas. As auréolas desenvolvidas ao redor de um núcleo de gabro conservado (Figura 6-1), apresentam paragêneses com silimanita, que representa a maior grau térmico do sistema, seguido pela zona do feldspato-potássico, e a zona da muscovita 1 que representa o menor grau térmico (Kerrick et al., 1991).

Uma rocha granítica também foi encontrada intrudindo o metarritmito, foi identificado como um sienogranito (Figura 5.8 e Figura 5.9) composto por ortoclásio, microclínio, quartzo, biotita e anfibólio. Essa rocha ocorre na forma de apófises, diques e bolsões pegmatíticos, que podem ser concordantes ou não com o bandamento dos metarritmitos. Este litotipo também não havia sido reportado na Formação Gorutuba, os granitóides mais próximos da área de estudo são o Granito Apiaí a norte (Hackspacker et al., 2000 e Faleiros, 2012) e o Batólito Itaoca a sul (Mello, 1995; Mello & Bettencourt, 1998; Salazar et al., 2008).

Contudo, estudos mais detalhados de petrografia, além de litogeoquímica e geocronologia são necessários para estas correlações serem feitas.

7.2. Metamorfismo de Contato

Auréolas de metamorfismo de contato, envolvendo os sedimentos da Formação Grotuba, foram caracterizadas no corpo principal da intrusão do gabro (Figura 6-1), apresentam padrão concêntrico e serão exploradas a seguir, em ordem decrescente de grau metamórfico.

7.2.1. Zona da sillimanita

A zona da sillimanita apresenta o maior grau do metamorfismo de contato, pela paragênese sillimanita + rutilo - apatita - monazita (Figura 6-3A). No metamorfismo de contato, a assembleia estável com sillimanita e óxidos de Fe-Ti, que também pode apresentar feldspato potássico ou quartzo, é característica de altas temperaturas (neste caso aproximadamente 1200°C) e baixas pressões. Segundo observado por Turner (1981) e Kerrick et al. (1991), o aumento progressivo do grau de metamorfismo pode levar à anatexia dos sedimentos, e ainda concentrar minerais aluminosos como coríndon, na ausência de quartzo, e sillimanita na presença de quartzo. No entanto, como as zonas de metamorfismo de contato foram observadas somente no gabro e não nos metassedimentos, evidências de anatexia não são reportadas nas rochas analisadas.

7.2.2. Zona do feldspato potássico

A auréola de contato seguinte apresenta paragênese com feldspato potássico + ilmenita (Figura 6-3B). A zona foi considerada com um grau mais baixo pelo desaparecimento de sillimanita e pela presença da ilmenita formada a partir do rutilo (Figura 6-4). Segundo Figueiredo (2000), a formação da ilmenita a partir do rutilo, é um processo que envolve resfriamento (a temperaturas abaixo de 1200°C). Para Kerrick et al. (1991), com o abaixamento da temperatura a sillimanita desestabiliza e favorece a formação de muscovita e quartzo (Reação 1).

Sillimanita + feldspato potássico + H₂O = muscovita + quartzo (Reação 1)

7.2.3. Zona da muscovita

A última fase do metamorfismo de contato corresponde a zona da muscovita (Figura 6-3C), com a paragênese muscovita + ilmenita + zircão. A condição para estabilidade da muscovita é atingida a temperaturas inferiores a 600°C (continua Reação 1, Kerrick et al., 1991). A água necessária para formação da muscovita veio provavelmente dos metassedimentos, uma vez que gabros são rochas bastante anidras. Contudo, fica em aberto o porque da zona da muscovita estar localizada no gabro e não no metarritmito. A formação de novas gerações de ilmenita deve indicar o intervalo de estabilidade da ilmenita na zona do feldspato potássico e da muscovita.

7.3. Evolução Paragenética do Sistema Hidrotermal

7.3.1 Fase de Alteração Escarnítica

A fase de alteração escarnítica é marcada por paragêneses com granada e com piroxênio.

A composição química da granada e do piroxênio foram caracterizadas semi-quantitativamente por MEV-EDS. A granada apresenta, em quantidades elementares, Ca (16-20%) e Fe (8-18%), que pode ser interpretado como variação na composição molar entre andradita e grossularia. O piroxênio apresenta composição molar mais próxima de diopsídio.

Segundo Meinert et al. (2005), em um sistema hidrotermal tipo *skarn*, o par granada - piroxênio são resultantes de reações metassomáticas de alta temperatura (~500°C) e com alta salinidade (>50 peso % de sais totais). No caso do sistema hidrotermal em estudo, o metarritmito impuro pode ter contribuído com fluidos tipicamente enriquecidos em Si, K, Na, Al, Fe, Mg (Outras áreas a norte ao longo do contato gabro de Apiaí-metassedimentos, indicam rochas metacalcárias e metamargas e são alvos importantes a serem investigadas).

Para Kerrick et al. (1991), assembleias contendo minerais cálcio-silicatados anidros (granada-piroxênio) são formadas em ambientes de *skarn* anidro, onde as mudanças químicas características consistem em decarbonatação e adição de Ca, Mg, Fe, Al e Si. Portanto o sistema hidrotermal da fase de alteração escarnítica, teve predominância de fluidos ricos em Ca e Fe.

7.3.2 Fase de Alteração Retro-Escarnítica

A fase retrógrada da alteração escarnítica (Barnes, 1979 e Meinert et al., 2005), também chamada de *skarn* hidratado (Kerrick et al., 1991), é marcada pela zona de alteração do epidoto e ocorre em várias bandas de cor verde pistache e marrom avermelhada, no metarritmito alterado (Figura 6-8A). Apresenta paragênese com predominância de epidoto e traços de magnetita 1, titanita e calcopirita. Na zona de alteração do epidoto ocorre em equilíbrio as três espécies: zoisita, clinozoisita e pistacita. No epidoto metamórfico, observa-se segundo Spear (1993), uma solução sólida binária entre os membros finais zoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) e pistacita ($\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), associado a trocas entre Al^{3+} e Fe^{3+} e que podem indicar flutuações da fugacidade de oxigênio.

O epidoto também ocorre como saussuritização dos feldspatos do sienogranito e gabro, e representa o principal mineral de substituição da granada e piroxênio, este foi o parâmetro usado para aproximar as zonas de alteração da granada e do piroxênio, minerais que não foram encontrados em equilíbrio pela petrografia.

A alteração retrógrada, que gera a zona do epidoto, ocorre com temperaturas mais baixas que a fase escarnítica progradante (<400°C), marcada por reações de hidratação, com fluidos menos salinos (<20 peso % wt de sais totais) (Meinert et al., 2005).

Tabela 7.2.3-1: Evolução da Paragênese Hidrotermal do contato Gabro de Apiaí-Formação Gorutuba.

MINERAIS	Metamorfismo de Contato			Skarn Progradante		Retro-Skarn	Alterações hidrotermais				
	Z. da sillimanita	Z. do Feldspato potássico	Z. da muscovita	Z. da granada	Z. do piroxenio	Z. do epidoto	Z. da biotita	Z. da clorita	Z. da muscovita	Z. da Ilita	Silicificação
Sillimanita	X	-									
Feldspato-K		X	-								
Muscovita			X						X		
Granada				X							
Diopsideo					X						
Epidoto						X					
Biotita							X				
Clorita								X			
Ilita										X	
Quartzo											X
Apatita	-										
Monazita	-										
Ilmenita		x	x					-	-		
Rutilo	x								-		
Titanita						-					
Calcopirita						x					
Zircão			-								
Magnetita						-		-	-		

Legenda: X = abundante
x = comum
- = traços

7.3.3 Zona de Alteração da biotita

A zona de alteração hidrotermal subsequente, a da biotita, (Figura 6-9), é constituída por duas variedades distintas de biotita, em função dos teores de titânio (observado no MEV). No gabro, a biotita é marrom amarelada com pleocroísmo fraco de amarelo a marrom. No metarritmito é vermelha, com pleocroísmo forte de incolor a avermelho.

A formação de biotita constitui um tipo de alteração de hidratação . As reações consistem da substituição das fases cálcicas por potássicas, o que pode ser acompanhado da adição de metais. A biotita hidrotermal é estável em faixa de temperatura de 450-350°C, a baixas pressões (<250 atm) e pH ligeiramente ácido (Beane, 1974 e Winter, 2001).

7.3.4 Zona de Alteração da clorita

A zona de alteração da clorita (Figura 6-10) apresenta paragênese clorita + ilmenita 3 + magnetita 2, que ocorrem como produto de alteração da biotita. A clorita também apresenta duas variedades, magnesiânica (clinocloro) com pleocroísmo incolor a verde-oliva, e rica em ferro (chamosita), incolor palidamente esverdeada, com cor de interferência azul berlim.

A formação da clorita constitui uma alteração cálcica e magnesiânica (Kerrick et al., 1991), foi encontrado na paragênese duas populações de clorita, chamosita (ferrosa) e clinocloro (magnesiânica). A clorita é, experimentalmente, estável a temperaturas de 450-350°C (Winter, 2001). O incremento de Fe em detrimento do Mg, na estrutura da clorita, causa redução da temperatura de estabilização da clorita (Deer et al., 2000).

7.3.5 Zona de Alteração da muscovita

A zona de alteração da muscovita ocorre como bandas branco-cinzentas no metarritmito, e como alteração do feldspato potássico no sienogranito. A paragênese é muscovita, ilmenita, magnetita.

A muscovita ocorre substituindo feldspatos (Figura 6-11), sua formação é diagnóstica do metassomatismo potássico (Kerrick et al., 1991). A alteração é caracterizada por substituição de fases cálcicas e sódicas por fases potássicas, que pode ser acompanhado por silicificação, hidratação e deposição de minerais de minério, que no presente estudo podem ser orutito, ilmenita e magnetita.

A muscovita grossa encontrada em algumas bandas do metarritmito e bolsões pegmatíticos, pode estar associada a fases de baixa temperatura do metamorfismo de contato ou alteração hidrotermal relacionada a entrada dos diques de sienogranito- pegmatito (Kerrick et al., 1991).

7.3.6 Zona de Alteração da illita

A alteração com illita é pervasiva no gabro e no sienogranito (Figura 6-12), substituindo feldspatos e a própria muscovita. Illita é um mineral micáceo-argiloso, apresenta mais sílica e água e menos potássio que a muscovita, é estável em temperaturas

entre 300-200°C. Acima de 300°C a muscovita é a variedade estável. Para Thompson & Thompson (2012), a estabilidade de illita-muscovita pode ser usada como geotermômetro, o que marca o menor grau de temperatura do sistema hidrotermal em estudo.

Segundo Thompson & Thompson (2012), a formação de illita ocorre entre pH 4-6, com participação de fluídos ácidos ricos em CO₂, o que pode indicar o caráter progressivamente ácido na evolução do sistema hidrotermal.

7.3.7 Martitização

A alteração é marcada pela substituição da magnetita por hematita pseudomórfica (Figura 6-13). A alteração deixa grãos vermelhos no metarritmito em porções distais ao contato com a intrusão de gabro, onde a alteração corresponde a zona da clorita. A alteração é característica de baixa temperatura, aqui corresponde ao estágio mais posterior de alteração encontrado.

7.3.8 Silicificação

A silicificação ocorre concomitante às últimas fases de alteração hidrotermal do sistema em estudo. O principal estilo observado é o preenchimento de cavidades, formando bolsões, e raramente preenchendo fraturas. A formação de silicificação a partir de alterações potássicas, como a formação volumosa da muscovita grossa é característica de ambientes de metamorfismo de contato (Kerrick et al., 1991), e ocorre a medida que a frente de alteração se propaga e perde temperatura (Barnes, 1997).

7.4. Sugestão do tipo de escarnito

A definição de *skarn* é feita a partir da caracterização de sua mineralogia, marcada por minerais calcio-silicatados, sobretudo granada-piroxênio (Meinert et al. 2005). A ocorrência está geralmente associada às zonas de contato entre intrusões ígneas e qualquer tipo de rocha, envolvendo processos metamórficos e metassomáticos.

Segundo Barnes (1979) e Fettes & Desmons (2007) o ambiente de metamorfismo de contato, ou isoquímico, pode evoluir a metassomático pela introdução de soluções hidrotermais, caracterizando um ambiente de metassomatismo de contato, assim é possível o desenvolvimento de cornubianitos (*hornfels*) e, a partir desses, um escarnito também pode ser formado. Estas definições fornecem a classificação que reflete as estruturas e paragêneses minerais encontradas nos metarritmitos da área estudada. Nesse caso, os cornubianitos desenvolvidos pelo contato do gabro evoluíram a escarnitos.

O termo escarnóide pode ser sugerido para os metarritmitos com granada e piroxênio. Segundo Meinert et al. (2005), o termo é usado para designar uma rocha de granulação muito fina, composta por granada e/ou piroxênio, que reflete o controle composicional e estrutural do protólito, e pode ser geneticamente considerado como estágio intermediário entre o puro metamorfismo isoquímico e o puro metassomatismo.

Para Meinert et al. (2005) a presença de granada em composição molar andradita-grossulária (Figura 3-5) são característicos de escarnitos mineralizados a Fe, Cu, Zn e Au, enquanto que piroxênio com composição molar de diopsídeo, está associado a escarnitos mineralizados a Zn, Fe, W, Au e Cu. Nas rochas estudadas foram caracterizados minerais pertencentes ao sistema Fe-Ti-O, além de traços de sulfetos de cobre. Tais evidências sugerem o desenvolvimento de um sistema hidrotermal com potencial para portar mineralizações de Fe e Cu.

A associação entre o tipo de *skarn* e o nível de diferenciação magmática do plúton associado, pode fornecer mais detalhes sobre quais os tipos de mineralização podem ser esperados. Um estudo de caso foi feito por Einaudi (1982) e Meinert et al. (1993 e 2005), depois retrabalhado por Pirajno (2009) (Figura 3 7). Segundo estes autores Sn e Mo são mineralizados em *skarns* associados a magmas desenvolvidos (alto teor de sílica), enquanto que Fe, Au e Cu têm ocorrência em plútons primitivos (pobres em sílica). Archanjo et al. (2012) avaliaram amostras do gabro de Apiaí e encontraram teores de 49-52% de SiO₂. O gabro de Apiaí pode apresentar potencial de um sistema *skarn* associado a Fe, Au ou Cu.

Os *skarns* desenvolvidos em contexto particular de intrusão máfica, como foi encontrado em Apiaí, foram reportados em poucos estudos, um exemplo recente é encontrado em Liu et al. (2016), em que um *skarn* estratiforme de padrão zonado (granada proximal e piroxênio distal), foi formado por metassomatismo no contato entre rochas calcárias e um gabro. Liu et al. (2016), através do estudo da composição e salinidade das inclusões fluidas do *skarn* concluem que os fluidos pertencem a um plúton granitoide, mais profundo que o gabro e seus fluidos seriam os responsáveis pelo metassomatismo tanto da rocha encaixante quanto do próprio gabro.

Nos trabalhos de vários autores (e.g. Burt, 1977; Barnes, 1979; Meinert et al., 2005 e Pirajno, 2009) o padrão de zonamento, característico do *skarn*, com granada proximal e piroxênio distal à intrusão, pode fornecer dados para entendimento do sistema hidrotermal bem como para prospecção mineral. Os maiores depósitos de *skarn* apresentam um padrão de zonamento, com granada proximal da fonte de fluidos (mais enriquecido em componentes químicos como Ca, Fe, Mg e Mn), gradando a piroxênio distal, com mineralizações encontradas nas proximidades do plúton, onde a concentração de granada é maior. A elevação do pH, pela reação com carbonatos da encaixante, é uma das principais causas da precipitação de metais (Meinert et al., 2015 e Pirajno, 2009).

De acordo com o padrão de zoneamento do *skarn* (Figura 6-1), podemos sugerir que uma possível mineralização pode estar localizada abaixo da intrusão do gabro, em maior profundidade do que a pedreira estudada, ao longo do contato intrusivo. Ainda pode ser sugerido, como guia prospectivo, o estudo dos contatos entre o Gabro de Apiaí e a Formação Passa-Vinte, constituída por mármore que, consequentemente, representa um contato mais reativo para o potencial desenvolvimento do escarnito.

No Vale do Ribeira, outras ocorrências de *skarn* já foram estudadas por Ens (1990); Mello (1995); Mello & Bettencourt (1998). Nestes trabalhos são reportados os *skarns* do

Batólito Granítico Itaoca que, segundo os autores, foram desenvolvidos a partir de xenólitos calcários de tetos pendentes da encaixante conservados no centro do batólito. Foram metamorfizados pelo contato com o granito (cornubianitos), em seguida metassomatizados pelos fluidos exsolvidos também do granito. Estes *skarns* estão mineralizados a Cu, W e Wo, refletindo o alto grau de diferenciação do plúton associado.

Os *skarns* do Batólito de Itaoca, assim como aqueles da Formação Gorutuba, caracterizados neste estudo, são exemplos do potencial que o Vale do Ribeira apresenta para a formação de *skarns*. Os terrenos que constituem o Cinturão Ribeira apresentam diversas estruturas de extensão regional (falhas e zonas de cisalhamento), que compõem importantes canais de fluxo de soluções hidrotermais, derivadas dos corpos magmáticos aflorantes, que são potenciais fontes de fluidos. A continuidade dos estudos de unidades particulares, que formam os terrenos do Cinturão Ribeira, podem promover a descoberta de novos *skarns* e novos depósitos minerais na região do Vale do Ribeira.

8. CONCLUSÃO

No presente trabalho, foram feitos estudos de campo e de petrografia, em amostras de rochas obtidas em afloramento (pedreira de saibro, Figura 5-1), onde ocorre o contato intrusivo do Gabro de Apiaí e metarritmitos da Formação Gorutuba. Por estes estudos foi possível identificar zonas de metamorfismo de contato, desenvolvidos com padrão concêntrico ao núcleo de gabro. Zonas de alteração hidrotermal foram caracterizadas nos metarritmitos da Formação Gorutuba, e organizados em ordem de evolução, a partir das paragêneses de cada zona (Tabela 7.2.3-1). Ainda foram caracterizados apófises de sienogranito nos metarritmitos, que não haviam sido reportados na região estudada.

No metamorfismo de contato foram encontradas zonas de alto grau, marcadas pela paragênese com sillimanita e rutilo, progressivamente o grau metamórfico diminui com a paragênese feldspato potássico e ilmenita, o grau mais baixo ocorre com a formação de muscovita, ilmenita e zircão.

Os metarritmitos da formação Gorutuba apresentam uma sequência de alterações hidrotermais. A primeira zona de alteração é um escarnóide progradante, caracterizada por paragênese com granada (grossularita-andradita) e paragênese de piroxênio e (predominantemente diopsídeo). A segunda é retro escarnóide, com paragênese de epidoto e calcopirita. Na sequência ocorre alteração potássica, com a zona de alteração da biotita e muscovita, caracterizando ambiente de menor temperatura e menor pH. A alteração com illita e martitização da magnetita correspondem ao grau mais baixo de temperatura do sistema hidrotermal.

O sistema hidrotermal apresenta como minerais de minério, em quantidades acessórias, óxidos de ferro, como magnetita, hematita e ilmenita, que eram esperados para a associação com um plúton de caráter indiferenciado e oxidado como o gabro, de acordo com os trabalhos de Meinert et al. (2005). Segundo este mesmo autor, um skarn associado ao gabro teria maiores probabilidades de mineralizar Fe. O Cu é uma mineralização sugerido, em função de traços de calcopirita encontrados na fase de alteração retro-escarnítica.

O contexto geotectônico de formação do Terreno Apiaí, e consequentemente do Vale do Ribeira, apresentam elementos favoráveis a formação de depósitos de alteração hidrotermal (grandes zonas de cisalhamento intercaladas com eventos magmáticos), sobretudo a alteração escarnítica, maiores estudos de detalhe em unidades estratigráficas particulares podem revelar mais depósitos interessantes e importantes.

9. REFERÊNCIAS

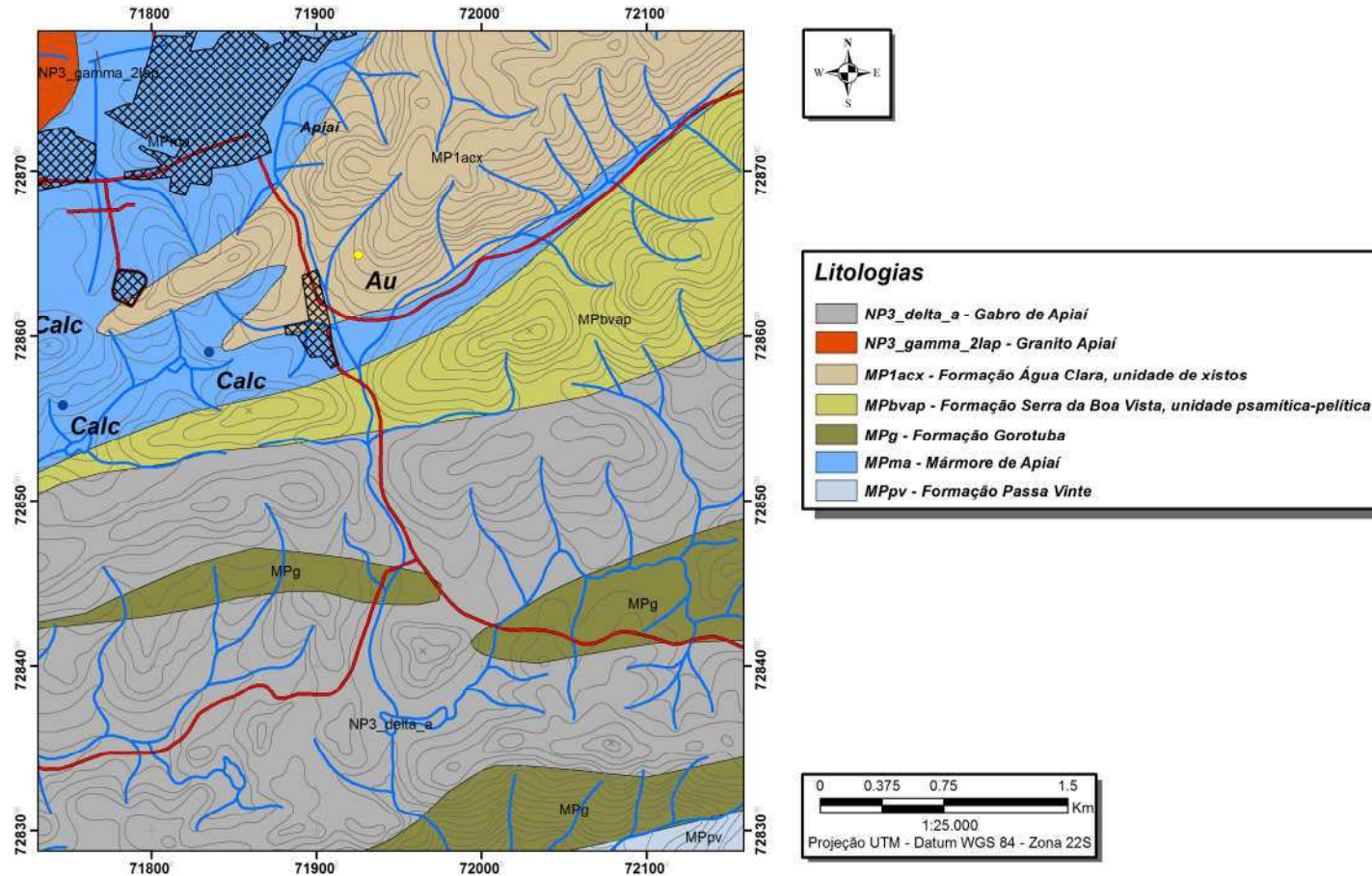
- Almeida, F.F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., and Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Sciences Reviews* 17, 1–29
- Archanjo, C. J., Campanha, G. A. C., Salazar, C. A., Launeau, P. (2012). Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brasil)
- Barnes, H. L. (1979). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Ed. John Wiley & Sons
- Burt, D. M. (1977). *Mineralogy and Petrology of Skarn Deposits*. (pp. 859-873).
- Campanha, G. A. C., Brito Neves, B. B. 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield
- Campanha et al. (2015). The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil, *Geoscience Frontiers* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.08.004>.
- Campanha, G. A. C., Sadowski, G. R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apiaí domain). *Precambrian Research*, Amsterdam, v.98, n.1 -2, p.31 -51, out. 1999.
- Campos Neto, M. C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil
- CEPAGRI-Unicamp. <http://www.cepagri.unicamp.br>. Acesso em 06/2017.
- Chiodi, 1989. C.; Santos, J. F.; Soares, P. C.; Moretzsohn, J. S. 1989. Estudo de elementos terras-raras para caracterização e avaliação etalogenética de granitóides no escudo paranaense. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2. Rio de Janeiro, 1989. Rio de Janeiro, SBG. p. 487-498.
- CIEM-CPRM. Fonte: CPRM: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=155&sid=237>. Acesso em 06/2017.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 2000. *Minerais Constituintes das rochas, uma Introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian
- DNPM – informe mineral – 2009, 2012 e 2014. <http://www.dnpm.gov.br>. Acesso em 06/2017.
- Einaudi, M. T. (1982a) Description of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Titley SR (ed) *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, pp 139–184
- Embrapa. (2016). Ageitec - Agência Embrapa de Informação Tecnológica. Fonte: <https://www.agencia.cnptia.embrapa.br/>
- Ens, H. H. 1990. *Petrogênese dos Skarnitos de Itaoca - Vale do Ribeira - SP*. Tese de mestrado. São Paulo - USP-IG
- Faleiros, F. M., Ferrari, V. C., Costa, V. S., Campanha, G. A. C., CPRM. (2011). *Geoquímica e Petrogênese de Metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): Evidências de uma Bacia Retroarco Calimiana*. Revista do Instituto de Geociências - USP

- Faleiros, F. M., 2003. Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sintectônicos. IG-USP
- "Faleiros, F. M. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 – São Paulo: CPRM, 2012. 107 p."
- Ferran, A. 2007. A Mineração e a Flotação no Brasil: Uma Perspectiva Histórica. pg.141
Metamorphic Rocks: a classification and glossary of terms. Cambridge University Press 2007.
- Figueiredo, B. R., 2010, Minérios e Ambiente.
- Gimenez Filho, A., Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H., Trevizoli Jr., L., 1995. Geologia, Petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. Revista Brasileira de Geociências 25 (2), 92e106. São Paulo.
- Godschmidt, M., 1911, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Oslo. Videsnk. Skr., I, Math-Nat.Kl., no. 11
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geological and geochemical constraints from the São Roque e Açungui Groups. Revista Brasileira de Geociências 30
- Heilbron, M., Soares, A. C. P., Campos Neto, M. C., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. A. (2012) Província Mantiqueira. Segesc - UFSC
- Heilbron, M., Cordani, U. G., Alkmim, F. (2017). The São Francisco Craton and Its Margins. <https://www.researchgate.net/publication/311462651>
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). 2015. Censo 2010. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/default.shtm>> Acesso em março de 2015.
- Kaulfuss, G. A., 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba-Paraná
- Kerrick, D. M., 1991, Reviews in Mineralogy. Volume 26. Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America.
- Köppen, W. 1948. Climatologia: com um estúdio de los climas de la tierra. Publications In:Climatology. Laboratory of Climatology, New Gersey. 104p.
- Liu, X. L., Wei, L., Cuiqin, S. (2016). Fluid metasomatic genesis of stratiform skarn in the Suoerkuduke Cu-Mo. Ore Geology Reviews 78 (2016) 239 –251.
- Lopes, A. P., Ribeiro, L. M. A., Salvador, E. D., Pavam, M., Rodrigues, A. D. S., 2017. ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL – VALE DO RIBEIRA: MINERALIZAÇÕES POLIMETÁLICAS (Pb, Ag, Zn, Cu e Au – “TIPO PANELAS”) EM ZONAS DE CISALHAMENTO RÚPTIL, CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL, SP-PR
- Martins, J. (2009). Análises de solo e sedimento de corrente, nas áreas das Usinas de Fundição de Chumbo do Calabouço (CIEM-CPRM) e de Beneficiamento de Minério Aurífero do Morro de Ouro (Parque Municipal Morro do Ouro) no Município de Apiaí-SP. Repositório da Unesp.

- Meinert, L.D., 1993, Igneous petrogenesis and skarn deposits: in (R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, & J.M.Duke, eds.). Geol. Assoc. Can. Special Paper, v. 40, p. 569-583.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., Nicolescu, S. (2005). World Skarn Deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume pp. 299–336
- Meinert, L. (2007). Skarns and Skarn Deposits. All About Skarns, p. 35.
- Mello, I., & Bettencourt, J. (1998). Geologia e Gênese das Mineralizações Associadas ao Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. Revista Brasileira de Geociências, pp. 269-284.
- Mello, I. S. C. (1995). Geologia e estudo metalogenético do Maciço Itaoca, Vale do Rio Ribeira, SP e PR. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. doi:10.11606/T.44.1995.tde-12112015-141022. Recuperado em 2017-05-15, de www.teses.usp.br
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of Metamorphic Belts. J. Petrol., 2
- Mousinho, A. C. F.; Soares, D. R.; Lima, R. J. S.; Suassuna, J. F. (2014). VESUVIANITA VIOLETA GEMOLÓGICA DO SKARN DE UMBUZEIRO DOCE, PROVÍNCIA SHEELITÍFERA DA BORBOREMA, NE DO BRASIL. UFPE - Estudos Geológicos V.24(1), 2014
- Oliveira, M. A. F., Maniesi, V., Nardy, A. J. R. (2012). Litogeoquímica, Química Mineral e Termobarometria do Metagabro de Apiaí, SP. Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, UNESP.
- Parente, C. V.; Veríssimo, C. U.; Botelho, N. F.; Santos, T. J. S. dos; Oliveira, C. G. O.; Júnior, J. A. de L.; Martins, D. T. (2015). Depósitos de escarnitos mineralizados em ferro e cobre do arco magmático de Santa Quitéria, Ceará, Província Borborema do nordeste do Brasil. Brazilian Journal of Geology, 45(3): 359-382, September 2015
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Chapter 6: Skarn Systems. Springer Science.
- Prefeitura de Apiaí. <http://apiai.sp.gov.br>. Acesso em 06/2017.
- Read, M. M., 1949, A Contemplation of Time in Plutonism. Quart. J. Geol. Soc. London
- Salazar, C. A., Archanjo, C. J., Babinski, M., Liu, D. (2008). Magnetic Fabric and Zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano Deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brasil). Journal of South American Earth Sciences. Ed. Elsevier
- Sánchez, L. E. 2002. Jornada Iberoamericana sobre el Patrimonio Geológico-Minero. Santa Cruz de la Sierra, Bolívia.
- Schiffman, P., Smith, B. M., Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea graben, northern Troodos ophiolite, Cyprus
- Siga Junior, O., Basei, M., Nutman, A., Sato, K., McReath, I., Passarelli, C. Regina. and Liu, D. (2011). Extensional and colisional magmatic records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. Geologia USP - Serie Científica, 11 (3), 149-175."

- Thompson, A. J. B. & Thompson, F. S. H., 2012. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division.
- Tomazela, J. M. 2014. Vale do Ribeira armazena o equivalente a dois Cantareiras. O Estado de São Paulo, Sorocaba, 07/02/2014 Seção geral.
- Törnebohm, A.E., 1875, Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefält. Sveriges Geologiska Undersökning: Stockholm, P.A. Norstedt and Sons, 21 p."
- Turner, F. J.; Verhoogen, J. (1951). Igneous and Metamorphic Petrology. 1a. Ed. McGraw-Hill
- Winkler, H. G. F. (1967). Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 2a. Ed. Springer-Verlag Inc.

10. ANEXOS



Anexo 1: Mapa litológico de Apiaí, notar a localização do Granito Apiaí a NW.