

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
*Câmpus* de Rio Claro

LETÍCIA HIRATA GODOY

**GEOCRONOLOGIA  $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$  DAS ROCHAS E EVOLUÇÃO  
MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DO MANTO DE INTEMPERISMO  
DO COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍTICO DE TAPIRA (MG)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Rio Claro – SP

2015

LETÍCIA HIRATA GODOY

**GEOCRONOLOGIA  $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$  DAS ROCHAS E EVOLUÇÃO  
MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DO MANTO DE INTEMPERISMO  
DO COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍTICO DE TAPIRA (MG)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição – orientador – DEPLAN/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Antenor Zanardo – DPM/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy – DPM/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Excelso Ruberti – DMG/IGc/USP

Profa. Dra. Leila Soares Marques – DGeo/IAG/USP

Resultado: *Aprovada*

Rio Claro, SP, 16 de novembro de 2015

549 Godoy, Leticia Hirata  
G589g Geocronologia 40ar/39ar das rochas e evolução mineralógica e geoquímica do manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (MG)/ Leticia Hirata Godoy. - Rio Claro, 2015  
129 f. : il., figs., tabs., fots.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

1. Mineralogia. 2. Depósito mineral de Tapira (MG). 3. Província Ígnea do Alto Paranaíba. 4. APIP. 5. Rochas alcalinas-carbonatíticas. 6. Geoquímica de rochas e superfície. 7. Minerais supérgenos residuais. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP  
Campus de Rio Claro/SP

## AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Fabiano Tomazini da Conceição, pela confiança, por toda a atenção dispensada, disponibilidade, compreensão e aprendizado, que levaram à concretização desta tese.

À minha família pelo constante e inestimável incentivo durante esta trajetória. Em especial ao meu companheiro Diego, pelo amor e apoio incondicional! Aos meus pais Cecília e José e à Lola, por todo amor e por tornarem possível a realização deste sonho! À Magda e José Luiz, Amanda e Rodrigo, e aos meus sobrinhos lindos, Livia e Caio.

Aos Professores, Dr. Antenor Zanardo, Dr. Antonio José Ranalli Nardy, Dr. Antonio Carlos Artur, Dr. Excelso Ruberti e Dra. Leila Soares Marques, meus respeitosos agradecimentos pelos comentários de revisão detalhada e criteriosos, que ajudaram a melhorar a tese.

À Professora Dra. Maria Margarita Torres Moreno, pelas constantes demonstrações de sabedoria e humildade, pelos preciosos conselhos, por todo o apoio, confiança e amizade.

Aos Professores, Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda e Dr. Reinaldo José Bertini, por todos os incentivos e valiosos ensinamentos passados.

À Universidade Estadual Paulista “UNESP”, a todos os professores e funcionários que contribuíram para a minha formação durante a graduação e pós-graduação e à Rosângela Vacello, pela imensa ajuda na parte burocrática do processo.

Estendo aqui o meu agradecimento à University of Queensland e, em especial, ao Professor Dr. Paulo Vasconcelos pelo apoio técnico-científico ao longo deste trabalho.

Aos amigos, Adriana Claudiano, Amanda Bonetti, Cesar Augusto Moreira, Fabíola Servidoni, Rodrigo Braga Moruzzi e Vanessa Moruzzi, que estiveram juntos comigo durante este processo! Obrigada pelo apoio e momentos inesquecíveis de descontração!

À Ana Cláudia Amorim, cuja amizade e aulas de yoga me ajudaram a evoluir física, mental e espiritualmente! À você, minha eterna gratidão, namastê!

Finalmente agradeço à CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior e ao CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo suporte financeiro e por incentivar o conhecimento científico e a busca do desenvolvimento e qualidade na formação acadêmica.

À todos, que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho, deixo aqui meus sinceros agradecimentos.

## RESUMO

O presente trabalho trata da geocronologia das rochas e dos aspectos mineralógicos e geoquímicos do manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (MG), inserido na Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP). As rochas podem ser agrupadas nas séries silicática (bebedouritos e sienitos), carbonatítica e foscorítica e o espesso manto de intemperismo acima destas, pode ser dividido em zona de fosfato pobre, zona de fosfato, zona de titânio, cobertura profunda e cobertura superficial. A concentração dos elementos maiores e menores varia de acordo com o litotipo de origem e composição mineralógica ou de acordo com o estado de alteração da amostra e, portanto das fases minerais neoformadas. A análise geoquímica indica que o magmatismo que gerou as rochas de Tapira está associado à fusão da litosfera metassomaticamente enriquecida. Além disso, os processos intempéricos estão associados à hidrólise parcial das rochas silicáticas e dissolução dos carbonatos, com a perda geral de Ca, Mg, K e Si, acumulação de Al, Fe e Ti. O padrão de distribuição de ETR's das amostras de bebedouritos, foscorito e sienito indica, possivelmente, uma mesma fonte magmática para estas rochas. O conteúdo em ETR's aumenta da rocha fresca até a zona de titânio, devido à rápida re-precipitação dos ETR's e à perda de elementos maiores, que são facilmente remobilizados com a progressão do intemperismo químico. Nas coberturas profunda e superficial, ocorre uma diminuição nas concentrações de ETR's em direção ao topo dos perfis, ao mesmo tempo em que as concentrações de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  aumentam, possivelmente devido à influência dos materiais da encaixante que foram incorporados ao final dos processos de intemperismo e erosão. As novas idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indicam ao menos três eventos magmáticos durante a colocação deste complexo em 96 Ma, 85-86 Ma e 79 Ma, sugerindo um intervalo de intrusão de 17 Ma. As idades K-Ar prévias da APIP associadas aos dados apresentados nesta tese mostram que o magmatismo alcalino em toda APIP aparenta ser associado a um magmatismo em múltiplos estágios entre 96 e 79 Ma. Este múltiplo magmatismo é o produto da imiscibilidade de líquidos a partir de uma magma parental e de distintas intrusões produzidas por uma extensa fenitização por metassomatismo, provavelmente associado a uma célula de convecção do tipo *edge-driven*, a qual explicaria a natureza de longa duração e aparente falta de migração sistemática dessa atividade ígnea com o tempo, em contraste com a suposta hipótese de pluma mantélica previamente assumida.

**Palavras-chave:** Província Ígnea do Alto Paranaíba; APIP; Rochas alcalinas-carbonatíticas; Geoquímica de rochas e superfície; Minerais supérgenos residuais.

## ABSTRACT

In this work the geochronology of the rocks and a mineralogical and geochemical characterization of the weathering cover was performed in the Tapira alkaline-carbonatitic complex, Minas Gerais State, Brazil, which belongs to The Alto Paranaíba Igneous Province (APIP). The rocks can be grouped in the silicate (bebedourites and syenites), carbonatitic and foscortitic series, and the thick weathering cover above them can be divided in poor phosphatic zone, phosphatic zone, titanium zone, deep cover and superficial cover. The concentration of major and minor elements varies according to the lithotype and mineralogical content or according to the weathering state of the sample and, therefore the neoformed mineral phases. The geochemical analysis indicates that the magmatism, which generated Tapira rocks, is associated with a metasomatically enriched lithosphere melting. Moreover, the weathering processes are typically related to partial hydrolysis of silicatic rocks and dissolution of carbonates, with a general loss of Ca, Mg, K and Si, and accumulation of Al, Fe and Ti. The distribution patterns of REE in the bebedourites, foscortite and syenite samples, possibly indicate the same magmatic source for these rocks. The content in REE increases from the fresh rock towards the titanium zone, probably due to a rapid re-precipitation of the REE and to the lost of major elements that are easily remobilized during the chemical weathering progression. In the deep and superficial covers, the concentration of REE decreases towards the top of the profiles, along with an increase in SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> concentrations, probably due to the influence of country-rocks materials that were incorporated by the end of the weathering and denudation processes. The new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages indicate three magmatic events during the emplacement of this complex in ca. 96 Ma, 85-86 Ma and 79 Ma, suggesting an intrusion interval of 17 Ma. The previous K/Ar ages of micas from the APIP associated to the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronological data presented in this thesis show that the alkaline magmatism in the whole APIP appears to be associated to multiple-stage magmatism between ca. 79 and 96 Ma. This multiple-stage magmatism is the product of liquid immiscibility from a parental magma and the distinct intrusions produced by extensive fenitization by metasomatism, probably associated to an edge-driven convection cell, which explains the long-lived nature and apparent lack of a systematic migration of this igneous activity with time, in contrast to the purportedly mantle plume hypothesis previously assumed.

**Keywords:** Alto Paranaíba Igneous Province; APIP; Alkaline-carbonatitic rocks. Geochemistry of rocks and surface; Supergene residual minerals.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localização das províncias alcalinas nas margens da Bacia do Paraná.....	11
<b>Figura 2.</b> Mapa de localização do complexo de Tapira (MG).....	13
<b>Figura 3.</b> Precipitação total anual de chuvas em Tapira de 1987 a 2006..	15
<b>Figura 4.</b> Precipitação média mensal de chuvas em Tapira de 1987 a 2006.....	15
<b>Figura 5.</b> Vazão média mensal do Córrego da Mata entre os anos de 2005 e 2006.....	16
<b>Figura 6.</b> Sub-divisão tectônica das unidades supracrustais da Faixa Brasília, de acordo com o contexto deposicional mais provável (Pimentel et al., 2011).....	19
<b>Figura 7.</b> Mapa geológico da Faixa Brasília Meridional no segmento de Araxá (Valeriano et al., 2004b).....	21
<b>Figura 8.</b> Foto panorâmica do perfil de alteração do complexo de Tapira, onde cada bancada possui 10 m de altura, na qual é possível observar os diferentes horizontes de alteração, desde as colorações amareladas da porção basal, até as colorações avermelhadas encontradas nas porções superiores do perfil. Localização do mirante onde foi tirada a foto em imagem de satélite.....	27
<b>Figura 9.</b> Mapa geológico regional (A) e local (B) com a localização dos pontos de amostragem.....	29
<b>Figura 10.</b> Fotos das rochas frescas coletadas no (A) perfil supérgeno de Tapira: (B) bebedourito tipo 1 (B11); (C) bebedourito tipo 2 (B21); (D) foscorito (F11); (E) sienito (S11); e (F) carbonatito (C11). .....	30
<b>Figura 11.</b> Microscópio eletrônico de varredura com EDS da marca Philips. ....	33
<b>Figura 12.</b> Laboratório de Argônio em Geocronologia.....	36
<b>Figura 13.</b> Diagramas do tipo Harker, com óxidos versus SiO <sub>2</sub> , mostrando a composição química dos elementos maiores e menores (% em peso) das rochas de Tapira. ....	57
<b>Figura 14.</b> Diagrama multielementar com o padrão de distribuição de elementos traços (ppm) nas rochas de Tapira. ....	59
<b>Figura 15.</b> Diagrama multielementar com o padrão de distribuição de elementos terras raras nas rochas de Tapira. ....	60
<b>Figura 16.</b> Diagrama petrogenético Ce/Yb versus Ta/Yb. ....	61
<b>Figura 17.</b> Difratomogramas das amostras da zona de fosfato pobre.....	63
<b>Figura 18.</b> Difratomogramas das amostras da zona de fosfato.....	64
<b>Figura 19.</b> Difratomogramas das amostras da zona de titânio.....	65

<b>Figura 20.</b> Difratomogramas das amostras da cobertura profunda.....	66
<b>Figura 21.</b> Difratomogramas das amostras da cobertura superficial. ....	66
<b>Figura 22.</b> Diagramas do tipo Harker, com óxidos versus $TiO_2$ , mostrando a composição química dos elementos maiores e menores (% em peso) no manto de intemperismo de Tapira.....	70
<b>Figura 23.</b> Diagramas multielementares com o padrão de distribuição de elementos traços (ppm) em cada intervalo do manto de intemperismo. ....	72
<b>Figura 24.</b> Diagramas multielementares com o padrão de distribuição de elementos terras raras em cada intervalo do perfil de alteração. ....	75
<b>Figura 25.</b> Diagrama ternário dos óxidos $(CaO + Na_2O) / (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2) / (K_2O)$ em proporções moleculares, mostrando as tendências ( <i>trends</i> ) de intemperismo a partir das rochas frescas.....	76
<b>Figura 26.</b> Resultados $^{40}Ar/^{39}Ar$ . ....	79
<b>Figura 27.</b> Seção esquemática de um complexo vulcânico carbonatítico-ijolítico-nefelínítico idealizado (Le Bas, 1977).....	82
<b>Figura 28.</b> Quadro esquemático resumindo a história de evolução da APIP. ....	86
<b>Figura 29.</b> Localização de hot spots (triângulos), crátons (hachurado cinza) e limites de placas (linha cinza). ....	88
<b>Figura 30.</b> Simulação da formação de células de convecção de pequena escala de borda impulsionada ou <i>edge-driven</i> (King & Anderson, 1998). ....	89



## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Precipitação mensal em Tapira (MG) entre os anos de 1987 e 2007..	14
<b>Tabela 2.</b> Vazão média mensal ( $m^3/s$ ) no Córrego da Mata entre os anos de 2005 e 2007.....	16
<b>Tabela 3.</b> Litologias utilizadas no complexo de Tapira.....	26
<b>Tabela 4.</b> Dados sobre a amostragem dos perfis de alteração em Tapira.....	30
<b>Tabela 5.</b> Fases minerais encontradas nas rochas de Tapira.....	38
<b>Tabela 6.</b> Análise química dos elementos maiores, menores e traços nas rochas de Tapira...	56
<b>Tabela 7.</b> Análise química dos elementos terras raras nas rochas de Tapira.....	58
<b>Tabela 8.</b> Fases minerais encontradas no manto de intemperismo de Tapira.....	62
<b>Tabela 9.</b> Análise química dos elementos maiores, menores e traços no manto de intemperismo de Tapira.....	68
<b>Tabela 10.</b> Análise química dos elementos terras raras no manto de intemperismo de Tapira.....	73
<b>Tabela 11.</b> Idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtidas para as amostras B11, B21 e S11.....	78

## LISTA DE PRANCHAS

<b>Prancha 1.</b> Fotomicrografias do bededourito 1. ....	41
<b>Prancha 2.</b> Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do bededourito 1. ....	42
<b>Prancha 3.</b> Fotomicrografias do bebedourito 2. ....	45
<b>Prancha 4.</b> Fotomicrografias do foscorito. ....	48
<b>Prancha 5.</b> Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do foscorito. ....	49
<b>Prancha 6.</b> Fotomicrografias do sienito. ....	51
<b>Prancha 7.</b> Fotomicrografias do carbonatito. ....	53
<b>Prancha 8.</b> Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do carbonatito. ....	54

## LISTA DE SÍMBOLOS

Ab – albita	Ant – anatásio
Ap – apatita	Brt – barita
Bth – britholite	Cal – calcita
Ccp – calcopirita	Crb – carbonatos
Crb-Ap – apatita carbonática	Crn – crandallita
Di – diopsídio	Di-Jd – diopsídio-jadeíta
Dol – dolomita	Eyl – eylettersita
Frc – ferrorichterita	Fk – feldspato potássico (ortoclásio)
Gbs – gibbsita	Goy – goyazita
Gt – goethita	Hem – hematita
Hnd – hendricksita	Ill – illita
Ilm – ilmenita	Kbt – kobeita
Kln – caulinita	Mg-Frr – magnesioferrita
Mgt – magnetita	Mnt – montmorillonita
Mnz – monazita	Mtt – monetita
Nct – nacrita	Ol – olivina
Op – opacos	Phl – flogopita
Prv – perovskita	Py – pirita
Pyr – pirocloro	Qz – quartzo
Rch – richterita	Rct – rectorita
Sch – schorlomita	Th/U-Pyr – pirocloro de tório e urânio
Trd – tridimita	Trn – taranakita
Ttn – titanita	U-Pyr – pirocloro de urânio
Vm – vermiculita	Zrk – zirkelita

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>11</b>
1.1 Objetivos.....	12
<b>2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>13</b>
2.1 Clima, hidrografia, solos e vegetação .....	14
2.2 Geologia Regional.....	17
2.2.1. A Faixa Brasília .....	17
2.2.2. Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP).....	22
2.3 Geologia Local .....	25
<b>3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO</b> .....	<b>28</b>
3.1 Trabalho de campo e coleta de amostras .....	28
3.2 Etapa de Laboratório.....	31
3.2.1 Preparação de amostras .....	31
3.2.2 Difração de raios X.....	31
3.2.3 Petrografia .....	32
3.2.4 Microscopia eletrônica de varredura.....	32
3.2.5 Geoquímica .....	33
3.2.6 Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	34
3.3 Etapa de Escritório.....	37
<b>4. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS</b> .....	<b>38</b>
4.1 Mineralogia das rochas .....	38
4.1.1 Bebedourito 1 .....	38
4.1.2 Bebedourito 2 .....	43
4.1.3 Foscorito .....	46
4.1.4 Sienito.....	49
4.1.5 Carbonatito .....	52
4.2 Geoquímica das rochas .....	55
<b>5. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DO MANTO DE INTEMPERISMO</b> .....	<b>62</b>
5.1 Mineralogia do manto de intemperismo .....	62
5.2 Geoquímica do manto de intemperismo.....	67
<b>6. GEOCRONOLOGIA <math>^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}</math></b> .....	<b>78</b>
6.1 Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	78
6.2 História de intrusão.....	81
6.3 Evolução geológica da APIP .....	83
6.4 Implicações geodinâmicas da APIP .....	87
<b>7. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>91</b>

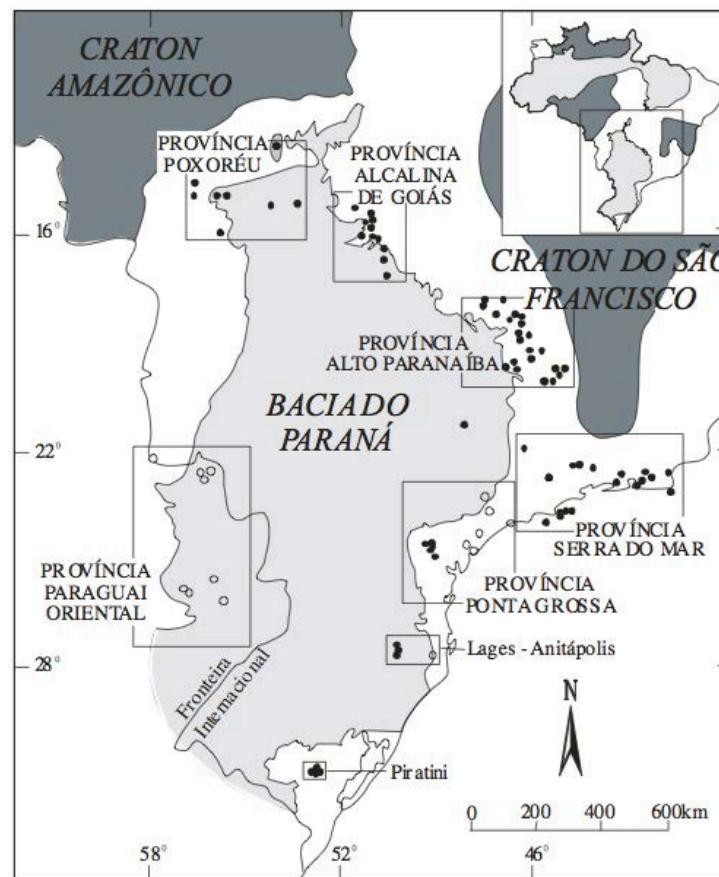
APÊNDICE A. INTERPRETAÇÃO DOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS X

APÊNDICE B. INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE SEM/EDS

APÊNDICE C. RESULTADOS OBTIDOS DURANTE O PROCESSO DE AQUECIMENTO GRADUAL A LASER

## 1. INTRODUÇÃO

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP – *Alto Paranaíba Igneous Province*; Figura 1) (Almeida et al., 1980; Almeida, 1983) é uma estrutura linear de trend NW que está inserida em rochas metassedimentares da Faixa Brasília, localizada no limite entre o Cráton do São Francisco e a Bacia Sedimentar do Paraná Fanerozóica, e compreende kamafugitos, kimberlitos, lamproítos e complexos alcalino-carbonatíficos que ocorrem no sudeste de Goiás (Catalão I e II) e sudoeste de Minas Gerais (Serra Negra, Salitre I e II, Araxá e Tapira).



**Figura 1.** Localização das províncias alcalinas nas margens da Bacia do Paraná. Círculos vazados representam rochas do Eocretáceo e círculos preenchidos representam rochas do Neocretáceo (Brod et al, 2004).

Os complexos alcalinos-carbonatíficos da APIP possuem grande importância econômica no Brasil, pois são depósitos minerais formados por processos supergênicos com concentração residual de minerais primários durante o período de intemperismo, com exceção de Jacupiranga, onde são explorados os minerais primários. Sendo os principais bens minerais explorados nestes complexos o fosfato (fluorapatita –  $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$ ), nióbio (pirocloro –

(Ca,Na)<sub>2</sub>(Nb,Ti,Ta)<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) e titânio (anatásio – TiO<sub>2</sub>). O complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, objeto de estudo desta tese, apresenta minérios de nióbio e fosfato, e possui o maior depósito de titânio (ilmenita, perovskita, anatásio, titanita, rutilo e leucóxênio) do Brasil (Biondi, 2003). Os processos supergênicos atuantes em Tapira, sobre carbonatitos e rochas ultrabásicas carbonatadas, concentraram residualmente os minerais de minério em zonas e horizontes bem definidos em um manto de intemperismo que chega a atingir 200 m de profundidade (90 m em média).

Províncias magmáticas alcalinas-carbonatíticas ao redor do mundo (Quênia, Noruega, Suécia, Rússia, Índia, Canadá, EUA, Angola e África do Sul) exibem dois eventos magmáticos, um estágio silicático inicial seguido por um estágio carbonático tardio (Le Bas, 1977). Supreendentemente, esta história magmática em múltiplos estágios nunca foi atribuída e/ou explicada na APIP (Ulbrich & Gomes, 1981; Gomes et al., 1990; Gibson et al., 1995; Morbidelli et al., 1995). A idade e duração da colocação da APIP também não são de consenso na literatura devido a conjuntos de dados geocronológicos K/Ar conflitantes. A dificuldade em comparar o conjunto prévio de dados K/Ar se deve ao fato de que cada resultado geocronológico foi obtido a partir de distintas suítes de amostras.

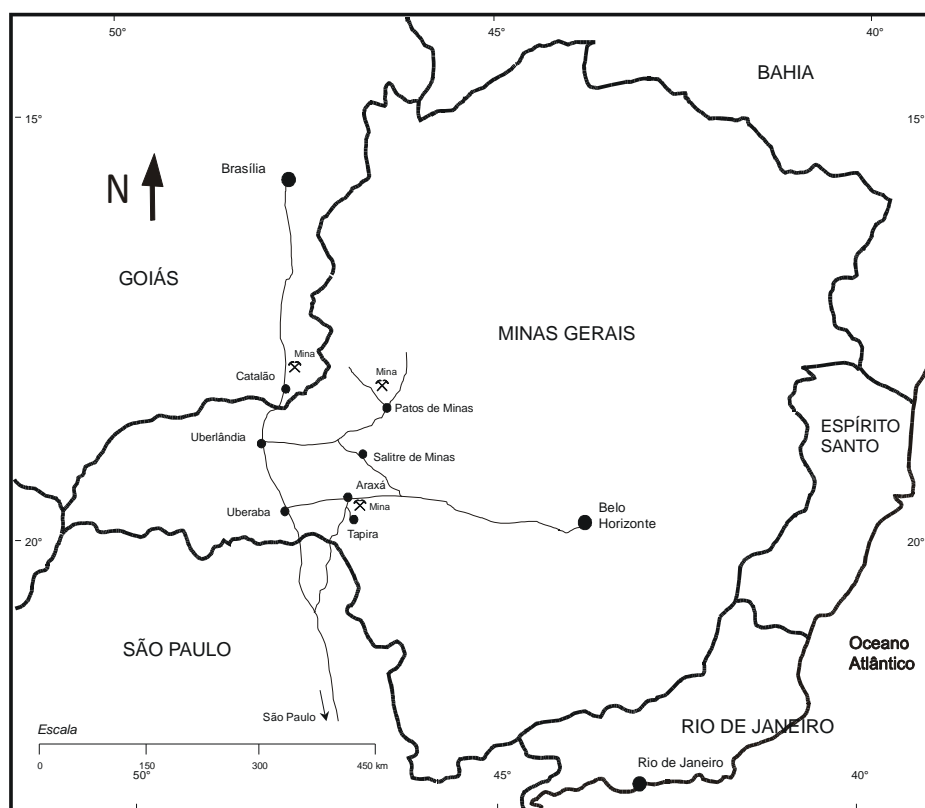
## 1.1 Objetivos

Diante do exposto acima, e levando em consideração que não há trabalhos que avaliem a evolução mineralógica e geoquímica do manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, a presente Tese de Doutorado tem como objetivo principal a avaliação mineralógica e geoquímica das amostras do manto de intemperismo e sua relação com as rochas não alteradas, além da análise geocronológica das rochas do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (Minas Gerais, Brasil).

Para esse objetivo ser atingido, as rochas frescas e os horizontes de intemperismo deste complexo foram avaliados através das análises petrográfica, por difração de raios X, por microscopia eletrônica de varredura e geoquímica, permitindo discutir a evolução do processo água-rocha/solo e a formação deste importante depósito mineral brasileiro. Além disso, o método geocronológico por <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar foi empregado nas flogopitas, visando obter informações a respeito da gênese do complexo alcalino-carbonatítico, reconhecer possíveis pulsos magmáticos associados à colocação deste complexo e, conseqüentemente, contribuir com um melhor entendimento da evolução geológica da Província Ígnea do Alto Paranaíba.

## 2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

O complexo alcalino-carbonatítico de Tapira está situado no município de Tapira, no oeste do estado de Minas Gerais, no Vale do Rio Paranaíba, a aproximadamente 35 km a sudeste da cidade de Araxá (Figura 2). Na região da área de estudo, o relevo suavemente ondulado é modificado pela elevação do complexo de Tapira, que formam platôs com estrutura dômica, com cotas em torno de 1.400 m. A preservação do platô laterítico referido deve-se à existência de um anel de quartzitos que circunda os corpos ígneos.



**Figura 2.** Mapa de localização do complexo de Tapira (MG) (Fosfertil, 2007).

Este complexo de mineração ocupa uma área de 78.403.000 m<sup>2</sup>, engloba atividades de lavra a céu aberto, beneficiamento do minério, mineroduto e instalações de suporte. Seu principal objetivo é a produção de concentrado fosfático com teor de 35,5% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> a partir do minério com teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> da ordem de 7,8%. O concentrado produzido se destina ao suprimento do complexo Industrial de Uberaba para fabricação de fertilizantes, sendo transportado sob a forma de polpa via mineroduto com extensão de aproximadamente 120 km.

## 2.1 Clima, hidrografia, solos e vegetação

O clima da região é do tipo Aw (classificação de Köppen de 1928), ou seja, clima tropical chuvoso, com chuvas no verão e inverno seco. A temperatura média mensal em quase todos os meses do ano é superior a 18°C, sendo que o mês mais quente ultrapassa os 22°C, enquanto que a precipitação do mês mais chuvoso é dez vezes superior à do mês mais seco. Quanto à distribuição anual de chuvas, o regime é tropical com duas estações bem definidas: de abril a setembro ocorre o período seco, com índices pluviométricos médios de 14 a 140 mm; e de outubro a março ocorre o período úmido, com índices pluviométricos médios de 122 a 310 mm (Tabela 1).

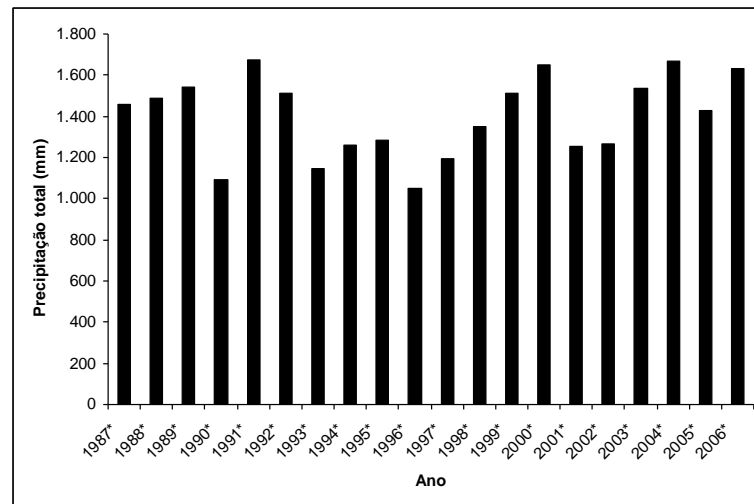
**Tabela 1.** Precipitação mensal em Tapira (MG) entre os anos de 1987 e 2007 (Fosfertil, 2007).

<b>Ano/Mês</b>	<b>Jan</b>	<b>Fev</b>	<b>Mar</b>	<b>Abr</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Ago</b>	<b>Set</b>	<b>Out</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>	<b>Total</b>
<b>1987</b>	340	144	177	156	32	21	0	4	114	94	194	178	<b>1.454</b>
<b>1988</b>	227	312	102	174	43	18	0	0	25	205	113	211	<b>1.429</b>
<b>1989</b>	201	233	90	204	56	11	37	82	114	59	191	314	<b>1.535</b>
<b>1990</b>	164	90	239	414	69	0	0	52	59	154	130	210	<b>1.329</b>
<b>1991</b>	542	204	414	236	36	0	0	0	37	186	70	183	<b>1.907</b>
<b>1992</b>	564	164	178	352	61	0	3	18	175	106	11	268	<b>2.103</b>
<b>1993</b>	112	112	402	202	18	65	0	39	106	11	130	267	<b>1.629</b>
<b>1994</b>	402	79	280	93	101	21	6	0	11	132	235	374	<b>1.734</b>
<b>1995</b>	265	185	280	87	112	402	0	0	84	107	64	325	<b>1.678</b>
<b>1996</b>	233	202	93	81	352	79	2	28	180	146	290	301	<b>1.534</b>
<b>1997</b>	617	18	101	85	185	104	5	0	57	145	43	302	<b>1.711</b>
<b>1998</b>	178	65	21	77	73	93	0	67	14	214	233	225	<b>1.425</b>
<b>1999</b>	162	0	6	25	18	101	0	0	75	107	241	218	<b>1.371</b>
<b>2000</b>	521	39	0	31	65	21	4	6	132	59	219	114	<b>1.830</b>
<b>2001</b>	124	106	11	29	0	6	34	27	44	54	111	422	<b>1.289</b>
<b>2002</b>	208	313	132	34	39	0	22	2	56	111	205	287	<b>1.438</b>
<b>2003</b>	526	130	454	359	111	68	121	37	76	80	140	109	<b>2.211</b>
<b>2004</b>	368	267	374	111	155	132	41	3	13	140	138	388	<b>2.100</b>
<b>2005</b>	197	169	253	67	130	235	7	0	41	96	329	294	<b>1.648</b>
<b>2006</b>	144	112	402	20	37	374	4	41	96	229	126	291	<b>1.500</b>
<b>2007</b>	423	149	50	104	18	0	19	0	14	73	218	362	<b>1.430</b>
<b>Média</b>	<b>315</b>	<b>147</b>	<b>186</b>	<b>138</b>	<b>81</b>	<b>84</b>	<b>14</b>	<b>19</b>	<b>72</b>	<b>119</b>	<b>163</b>	<b>268</b>	<b>1.539</b>

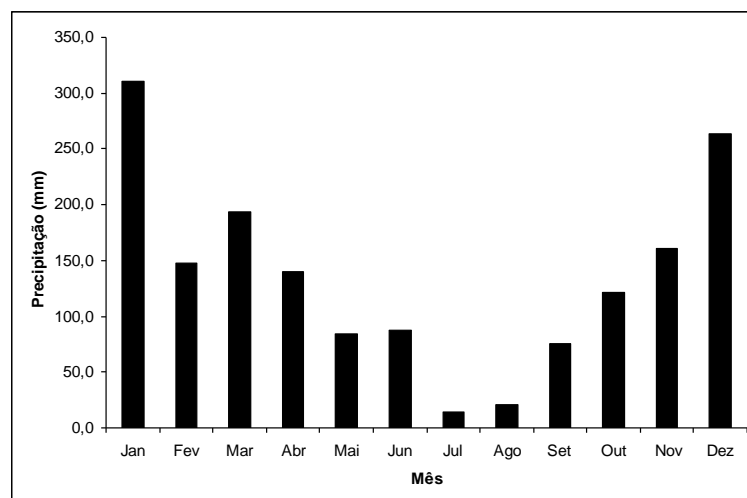
As precipitações médias anuais desde 1987 até 2006 (Tabela 1), fornecem uma quantidade de 1539 mm de chuva por ano. A Figura 3 apresenta a média anual das chuvas de 1987 até 2006, na qual se pode observar que o ano de 2001 apresentou os menores índices de chuvas, ao passo que o ano de 2003 foi o que apresentou o maior índice de chuvas. A Figura 4 apresenta a média mensal das chuvas de 1987 até 2006, a qual mostra que o mês de Julho foi o menos chuvoso e Janeiro o mais chuvoso.



Já em relação aos ventos, na maior parte do ano predominam os ventos de direção NE e E da massa estável Tropical Atlântica, com atuações significativas dos ventos de oeste entre os meses de março e junho e alguma participação dos ventos de sudeste de julho a setembro. A velocidade dos ventos varia entre 1,5 e 2 m/s, sendo os valores mais elevados encontrados em meses secos e frios. Quando a massa de ar quente do Pacífico atinge a região com maior intensidade, ela não permite a entrada de massas de ar polares, fazendo com que as médias das temperaturas mínimas alcancem valores mais elevados entre os meses de junho e julho. A umidade relativa do ar gira ao redor de 78% nos meses mais chuvosos, sendo que os meses de agosto e setembro apresentam os valores mais baixos de umidade relativa (50%).



**Figura 3.** Precipitação total anual de chuvas em Tapira de 1987 a 2006 (Fosfertil, 2007).

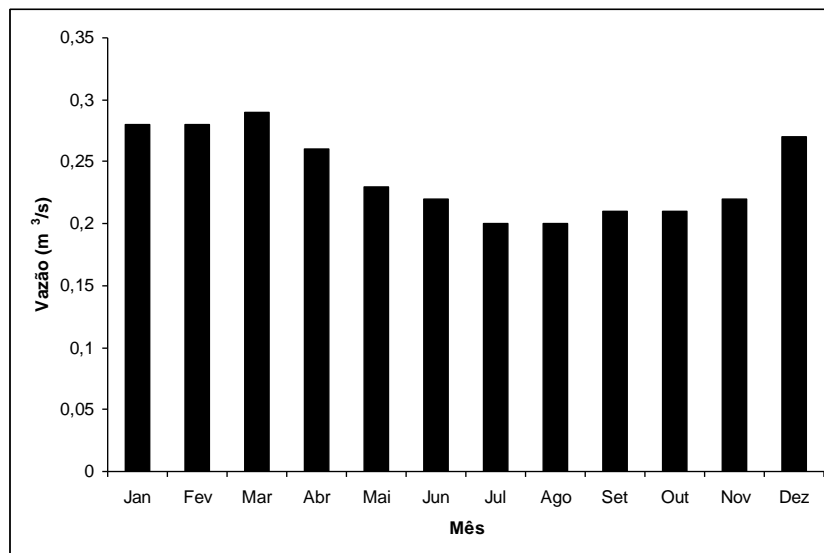


**Figura 4.** Precipitação média mensal de chuvas em Tapira de 1987 a 2006 (Fosfertil, 2007).

A região de Tapira é drenada por águas da Bacia do Prata, mais precisamente por afluentes formadores do Rio Paraná. O padrão regional das drenagens é dendrítico, sendo observada uma leve tendência de controle na direção SW/NE para as drenagens maiores. Localmente, no entanto, considerando a intrusão do complexo de Tapira, o padrão de drenagem obtém a forma radial anelar, ressaltando a forma dômica do complexo. O sistema de drenagem dentro do domo propriamente dito é controlado por pequenos falhamentos ou fraturas, sendo a maior drenagem o Córrego da Mata. A vazão média mensal entre os anos de 2005 e 2007 (Tabela 2) é de  $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$ . A vazão média mensal máxima de  $0,29 \text{ m}^3/\text{s}$  foi registrada no mês de Março e a vazão média mensal mínima de  $0,20 \text{ m}^3/\text{s}$  ocorreu nos meses de inverno (Figura 5).

**Tabela 2.** Vazão média mensal ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) no Córrego da Mata entre os anos de 2005 e 2007 (Fosfertil, 2007).

Ano/Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
<b>2005</b>	0,28	0,28	0,29	0,25	0,23	0,21	0,20	0,21	0,22	0,22	0,23	0,29	<b>0,24</b>
<b>2006</b>	0,29	0,28	0,29	0,26	0,23	0,23	0,19	0,19	0,21	0,21	0,21	0,24	<b>0,24</b>
<b>2007</b>	0,27	0,27	0,29	0,25	0,23	0,22	0,19	0,20	0,22	0,21	0,22	0,26	<b>0,24</b>
<b>Média</b>	<b>0,28</b>	<b>0,28</b>	<b>0,29</b>	<b>0,25</b>	<b>0,23</b>	<b>0,22</b>	<b>0,20</b>	<b>0,20</b>	<b>0,22</b>	<b>0,21</b>	<b>0,22</b>	<b>0,27</b>	<b>0,24</b>



**Figura 5.** Vazão média mensal do Córrego da Mata entre os anos de 2005 e 2006 (Fosfertil, 2007).

Os solos que cobrem o complexo de Tapira são constituídos por Latossolos Vermelhos, Gleissolos, Cambissolos e Neossolos Litólicos. Os Latossolos Vermelhos são derivados das rochas ultramáficas, possuem transições difusas entre os horizontes e textura

média, são levemente ácidos e apresentam baixos valores de matéria orgânica e capacidade de troca de iônica. Os Cambissolos são originários do intemperismo sobre rochas ultramáficas, possuem textura argilosa a média e alta capacidade de troca iônica. Os Neossolos Litólicos são poucos desenvolvidos e em geral são associados às rochas metassedimentares encaixantes, possuindo baixos valores de capacidade de troca iônica. Os Gleissolos são poucos desenvolvidos, localizam-se sobre sedimentos aluvionais do quaternário, são ácidos, apresentam baixos valores de capacidade de troca iônica e alto teor de fósforo.

De maneira geral, o complexo de Tapira mostra-se praticamente desprovido de vegetação natural primitiva, ou seja, o cerrado nativo. As áreas próximas aos setores industriais apresentam vegetação composta somente por gramíneas e em alguns locais, longe das áreas industriais, há intenso reflorestamento com *Eucaliptus spp* para fins energéticos e plantio de espécies exóticas para fins ornamentais. Nas áreas próximas à mina, a vegetação existente destaca os pontos de maior concentração hídrica, dominando espécies herbáceas e gramíneas. Nas regiões que circundam as barragens de rejeito destacam-se pontos com formação de reflorestamento monoculturais associados a áreas com desorganizadas pastagens.

## **2.2 Geologia Regional**

### *2.2.1. A Faixa Brasília*

A região de estudo está inserida na Província Tocantins e corresponde ao domínio orogênico decorrente dos eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana, através da interação dos crátons Amazônico a oeste, São Francisco-Congo a leste e Paranapanema, encoberto pela Bacia do Paraná, a sul (Almeida, 1977; Almeida et al., 1981; Brito Neves & Cordani, 1991; Valeriano et al., 2004a; Valeriano et al., 2004b).

O contexto geotectônico da porção gondwânica na América do Sul atribui as estruturas ao ciclo Brasileiro ou colagem Brasileira, decorrente de quatro principais pulsos orogênicos (Brito Neves & Fuck, 2013; Brito Neves et al., 2014). O primeiro pulso no Criogeniano Inferior (840 – 750 Ma) corresponde aos processos iniciais de convergência e são contemporâneos a eventos tafrogênicos associados à ruptura do supercontinente Rodínia, cujos processos extensionais dominantes são mais fáceis de serem observados. O segundo

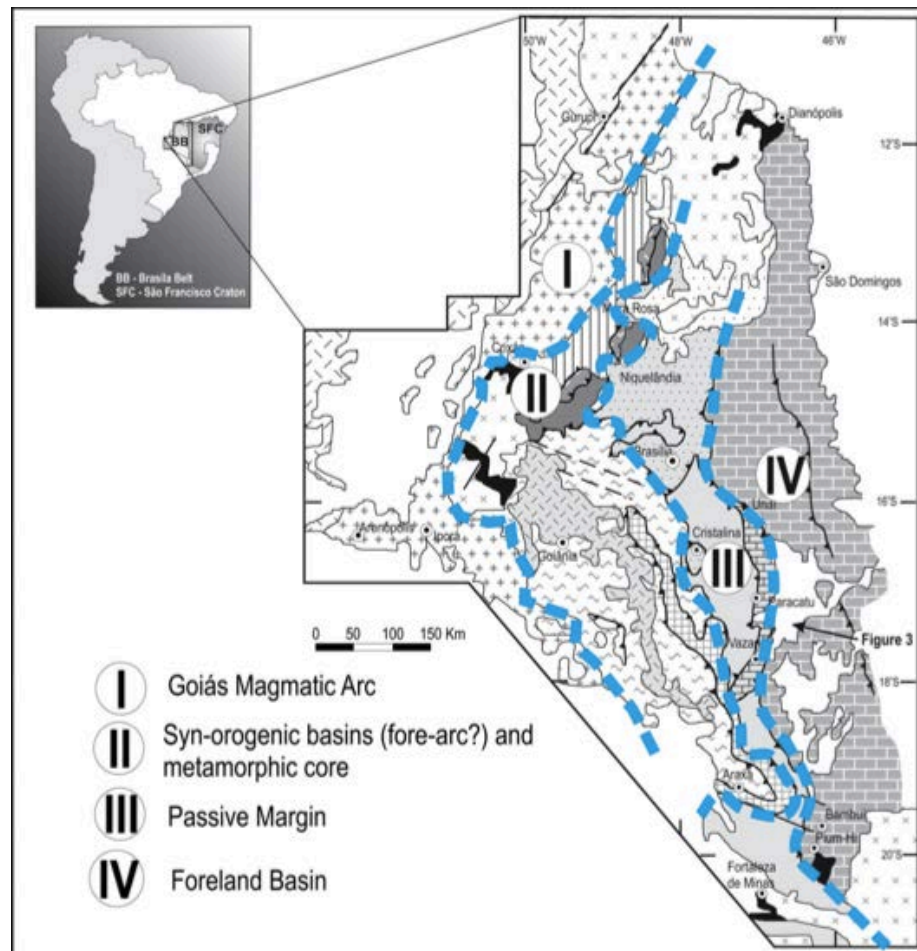
pulso no Criogeniano Superior – Ediacarano Inferior (650/600 – 600/590 Ma) é marcado globalmente por eventos Pós-Rodínia e Pré-Gondwana, e por acreções diacrônicas e processos colisionais em todas as províncias estruturais neoproterozóicas na América do Sul. O terceiro pulso no Ediacarano Inferior – Médio (590 – 560 Ma) é marcado por vários eventos tectônicos, incluindo processos orogênicos de acreção. O quarto pulso no Cambriano (530 – 490 Ma) compreende dois desenvolvimentos orogênicos locais e menores no leste e sudoeste da área continental do Gondwana ocidental em formação, que ocorreram enquanto processos pós-colisionais (tectônica de escape e processos sedimentares associados, tectônica anti-arco, intrusões relacionadas à extensão e ajustes isostáticos) marcavam a transição de condições instáveis a estáveis durante o Ediacarano Superior ao Ordoviciano Inferior (Brito Neves et al., 2014).

A intrusão de Tapira posiciona-se na margem ocidental do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) e suas rochas encaixantes fazem parte do setor meridional da Faixa Brasília, um cinturão de dobramentos e empurrões de escala crustal formado durante o Neoproterozóico (Cordani et al., 1968; Cordani et al., 1973; Almeida et al., 1973; Almeida & Hasui, 1984) da colagem Brasileira (Fuck et al., 2008; Brito Neves et al., 2014).

A Faixa Brasília é representada pela justaposição de terrenos de distintos ambientes tectônicos, sucedendo-se de leste para oeste seqüências de margem passiva proximais, passando a distais e de fundo oceânico, e na parte oeste, ambientes de arco e retroarco (Fuck et al., 1993; Trompete, 1994; Valeriano, 1995). Ela pode ser dividida em dois segmentos, a porção meridional, mais antiga (650 – 580 Ma; Valeriano et al., 2004, 2008) resulta da colisão entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema, e a porção setentrional, mais jovem (560 – 540 Ma; Moura et al., 2008), registrando a interação entre os Crátons do São Francisco e Amazônico.

De acordo com Pimentel et al. (2011), a Faixa Brasília pode ser subdividida em: (i) Arco Magmático de Goiás, um arco magmático Neoproterozóico com pequenas seqüências vulcano-sedimentares, nas quais os sedimentos detríticos são quase inteiramente derivados da erosão das próprias rochas do arco (I na Figura 6); (ii) bacias sin-orogênicas, compreendendo os Grupos Araxá, Ibiá e, possivelmente, parte do Grupo Serra da Mesa, ao redor do núcleo metamórfico do orógeno representado pelos complexos de alto grau Uruaçu e Anápolis-Itaçu; todos esses sedimentos depositados, metamorfisados e deformados entre 650 e 630 Ma (II na Figura 6); (iii) as seqüências de margem passiva, representadas principalmente pelos grupos Paranoá, Canastra e Vazante com idades de pelo menos 0,9 Ga e talvez pelos

setores ao sul dos grupos Araxá e Ibiá com idades mais jovens de 0,65 Ga (III na Figura 6); (iv) a bacia antepaís, depositada após 0,62 Ga, representada pelo Grupo Bambuí na porção leste da Faixa e que cobre grandes áreas do Cráton do São Francisco (IV na Figura 6).



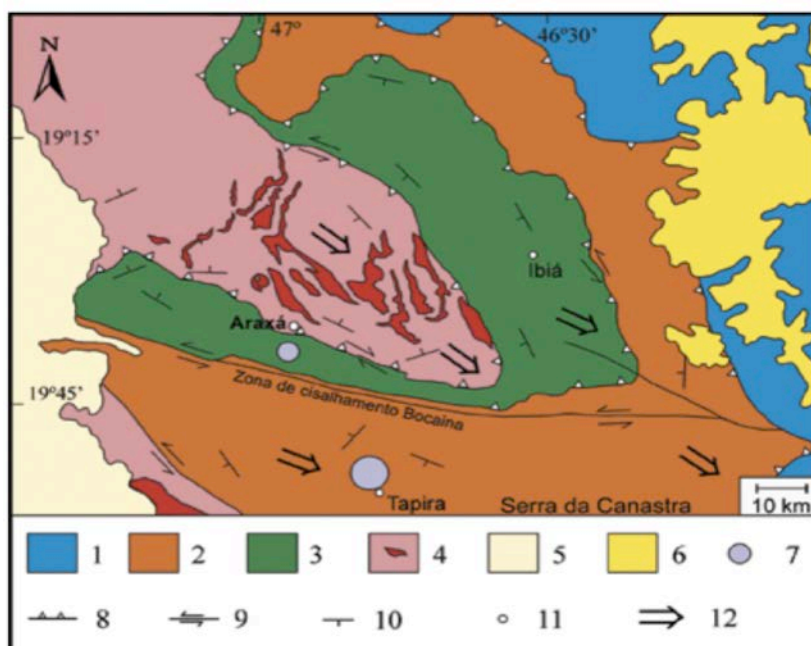
**Figura 6.** Sub-divisão tectônica das unidades supracrustais da Faixa Brasília, de acordo com o contexto deposicional mais provável (Pimentel et al., 2011).

O Arco Magmático de Goiás é uma das feições tectônicas mais importantes da Faixa Brasília, com 1.000 km de exposição na direção NNE-SSW ao longo da porção oeste da faixa. Possui dois setores separados pelos terrenos arqueanos do Maciço de Goiás, o Arco Arenópolis no setor sul e Arco Mara Rosa no setor norte. Ambos apresentam idade inicial ( $Nd_{TDM}$ , U-Pb e Sm-Nd) entre 930 e 810 Ma (Navarro et al., 2013a; Brito Neves et al., 2014) e cristalização de magmas primitivos toleíticos a cálcio-alcálicos, além de tonalitos/granodioritos associados, em ambientes de arcos de ilha intra-oceânicos. Um segundo ciclo magmático mais jovem, em ambiente de arco intracontinental, ocorreu por volta de 670 e 600 Ma e envolve sequências vulcano-sedimentares, intrusões cálcio-alcálicas

e tonalíticas-granodioríticas, intrusões de gabros, dioritos e granitos (Navarro et al., 2013a; Brito Neves et al., 2014).

Vários autores (Teixeira & Danni, 1978; Schimidt & Fleischer, 1978; Simões, 1995; Valeriano, 1995; Seer, 1999; Valeriano, 1999; Dardenne, 2000; Uhlein et al., 2012) reconhecem que as unidades associadas à porção meridional da Faixa Brasília foram envolvidas em um complexo sistema de *nappes* e cavalgamentos, indicando transporte de grandes magnitudes (maiores que cem quilômetros), onde os contatos são marcados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, com frequentes arqueamentos pelo desenvolvimento de rampas laterais. Na região meridional da Faixa Brasília podem ser reconhecidos, de leste para oeste, três grandes compartimentos (Fuck et al., 1994; Valeriano, 1999; Valeriano et al., 2008): (i) o domínio cratônico, com o embasamento granito-greenstone do Arqueano/Paleoproterozóico e coberturas autóctones dobradas do Neoproterozóico (Grupo Bambuí); (ii) o domínio externo, marcado por médio a baixo grau de metamorfismo e, essencialmente, formado por rochas do Grupo Canastra e onde se encontra a intrusão de Tapira; e (iii) o domínio interno, marcado por médio a alto grau de metamorfismo e, essencialmente, formado por rochas do Grupo Araxá.

A região de Tapira constitui a área-tipo do Grupo Canastra e nela também afloram unidades litoestratigráficas correlacionáveis ao Grupo Araxá (Figura 7). Silva (2003) e Silva et al. (2012) identificaram quatro domínios tectono-estratigráficos na região de Tapira, limitados por falhas subverticais: (i) o domínio norte, com uma sucessão psamopelítica e predominância de quartzitos; (ii) o domínio oeste, com predominância de xistos e quartzitos e rochas metamáficas, metaultramáficas e gnáissicas subordinadas, encobertas pelas rochas da Bacia do Paraná; (iii) o domínio leste, com predomínio de xistos e intercalações de quartzitos, quartzo xistos e rochas metaultramáficas; e (iv) o domínio sul, com predomínio de rochas metapsamíticas, com feições sedimentares preservadas. Silva et al. (2012) identificaram e correlacionaram algumas rochas dos Domínios Leste e Oeste ao Grupo Araxá, cuja área-tipo localiza-se ao norte, na cidade de Araxá.



**Figura 7.** Mapa geológico da Faixa Brasília Meridional no segmento de Araxá (Valeriano et al., 2004b). (1) Grupo Bambuí; (2) Grupo Canastra; (3) Grupo Ibiá; (4) Grupo Araxá; (5) Bacia do Paraná; (6) Bacia São Franciscana; (7) complexo carbonatítico; (8) falha de empurrão; (9) falha transcorrente; (10) foliação; (11) cidade; (12) transporte tectônico principal.

As rochas dos vários domínios reconhecidos por Silva et al. (2012) são interpretadas como parte de uma bacia de margem continental passiva, situada na margem ocidental do paleocontinente São Francisco, onde as rochas representam fácies de plataforma proximal, passando a fácies de plataforma distal, e por fim, ambiente de talude continental e/ou fundo oceânico.

Rodrigues (2008) atribui o Cráton do São Francisco-Congo como um importante fornecedor de detritos para os grupos Canastra e Vazante. Navarro et al. (2013b) reconhecem as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, na região sul-sudoeste de Goiás, como provenientes principalmente das rochas neoproterozóicas do Arco Magmático de Goiás e com alguma contribuição de rochas arqueanas e paleoproterozóicas associadas ao Maciço de Goiás. Segundo Rodrigues (2008), o espectro de idades dos grãos de zircão detriticos do Grupo Canastra é marcado por um largo intervalo de idades (1030-2996 Ma), com significativo componente Paleoproterozoico (~1,8 e ~2,1 Ga), uma importante fonte Mesoproterozoica (1,1-1,2 Ga) e ausência de grãos Neoproterozoicos.

Inicialmente definida como “Formação Canastra” (Barbosa, 1955) e, posteriormente, elevada à categoria de grupo por Barbosa et al. (1970), o termo “Grupo Canastra” tem sido atribuído às rochas metamórficas de baixo grau que ocorrem em uma faixa contínua entre o

Sudoeste de Minas Gerais e o Oeste e Centro de Goiás. O Grupo Canastra pode ser dividido nas formações Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões, os quais representam uma sucessão de rochas pertencentes a um megaciclo regressivo, começando com depósitos de águas profundas, passando para níveis turbidíticos, fácies plataformais e por último fácies de plataforma rasa (Dardenne, 2000).

### 2.2.2. *Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP)*

As províncias ígneas alcalinas sul-americanas englobam diversos complexos alcalinos-carbonatíticos e suas origens são atribuídas a plumas mantélicas produzidas no manto superior (Toyoda et al., 1994), ou à pequenos volumes de magmas e fluídos ricos em elementos incompatíveis metassomatizando o manto empobrecido (Comin-Chiaramonti et al., 2007), ou ainda devido à eventos de fusão parcial em diferentes profundidades no manto litosférico e crosta inferior (Wooley & Kjarsgaard, 2008). Em todos os casos, considera-se que algum tipo de evento metassomático atuando no manto é necessário para a produção de carbonatitos e para a geração de muitas rochas alcalinas.

De acordo com Comin-Chiaramonti et al. (2007) os complexos alcalinos-carbonatíticos sul-americanos e africanos apresentam, de maneira geral, um comportamento intrusivo/subintrusivo e formas subcirculares ou ovais, que indicam uma grande energia associada à ascensão do magma. Comin-Chiaramonti et al. (2007) e Brod et al. (2013) sugerem os processos de imiscibilidade de líquidos, a partir de magmas máficos alcalinos, como os responsáveis pela gênese dos carbonatitos. As províncias ígneas alcalinas envolvem diversas rochas ultramáficas alcalinas e dentre as associações petrográficas, que variam de acordo com a origem magmática e com os processos físico-químicos que atuam ao longo de sua evolução, podendo ser citados os piroxenitos, ijolitos, nefelinitos, sienitos, fonólitos, carbonatitos, kimberlitos, entre outros.

Ulbrich & Gomes (1981) identificaram e classificaram as rochas alcalinas continentais do Brasil em oito tipos de associações petrográficas (I a VIII), distribuídas em dez províncias alcalinas dispostas geograficamente em três grupos principais. As províncias ao norte (Poxoréu, Goiás, Alto Paranaíba) de idade Neocretácea, as províncias ao sul (Paraguai Oriental e Ponta Grossa) de idade variável, onde predominam rochas Eocretáceas (contemporâneas aos basaltos da Formação Serra Geral) e Neocretáceas, e a província oriental



(Serra do Mar) com rochas mais jovens do Neocretáceo ao Eoceno. A Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) (Figura 1) é composta por complexos alcalinos-carbonatíticos que ocorrem no sudoeste de Minas Gerais (Serra Negra, Salitre I, Salitre II, Araxá e Tapira) e sudeste de Goiás (Catalão I e Catalão II), e que são atribuídos ao magmatismo ultrapotássico do Cretáceo (Gibson, et al., 1995).

Alguns autores relatam o magmatismo ultrapotássico como uma atividade de pluma mantélica que teve início com os derrames basálticos da bacia do Paraná, formou kamafugitos, kimberlitos, lamproitos e complexos alcalinos-carbonatíticos, afetando a plataforma brasileira durante o Cretáceo (Herz, 1977; Toyoda et al., 1994; Gibson et al., 1995; Santos & Clayton, 1995; Amaral et al., 1997; Thompson et al., 1998; Brod et al., 2000, 2004). O lineamento do Alto Paranaíba, no qual estão localizados os complexos alcalinos-carbonatíticos de Catalão, Tapira e Araxá, coincide com a passagem do hotspot de Trindade entre 87 e 70 Ma. Estes complexos alcalino-carbonatíticos podem representar a reativação de antigas zonas de fraqueza litosférica no Cretáceo, em resposta às tensões causadas pelo movimento da Placa Sulamericana e, principalmente, ao calor do hotspot de Trindade, considerado como o responsável por desencadear as intrusões (Almeida, 1983).

O outro grupo ao sul inclui complexos de idade entre 131-65 Ma, além de Anitápolis e Jacupiranga, e que foram desencadeados possivelmente pelo hotspot Tristão de Cunha (Herz, 1977). A pluma que originou o hotspot Tristão de Cunha, pode ter sido responsável pelo início das erupções Paraná-Etendeka, que levaram ao rifteamento continental e à ruptura entre África e América do Sul (Richards et al., 1989; Sodowski & Dias Neto, 1981; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999).

Conforme apresentado por Toyoda et al. (1994) os dados de razões isotópicas de oxigênio, que são significativamente maiores que as razões isotópicas do manto, revelam que o material rico em carbonatos que deu origem aos complexos de Catalão, Tapira e Araxá pode ter sido parte da pluma de Tristão de Cunha (130 Ma) que migrou até as vizinhanças do Cráton São Francisco e permaneceu congelado no manto subcontinental até o segundo evento subsequente (80-70 Ma) que, por sua vez, foi desencadeado pelo desenvolvimento do hotspot de Trindade. Os autores sugerem esta hipótese devido ao fato da litosfera e da crosta serem significativamente mais espessas sobre a área mais ao norte.

De acordo com a hipótese sugerida por Comin-Chiaramonti et al. (2007), na qual o magmatismo alcalino-carbonatítico é originado no manto subcontinental heterogêneo em pequena, porém, significativa escala, as trilhas interpretadas como hotspots de Tristão da

Cunha e Trindade podem refletir a acomodação de tensões na litosfera durante o rifteamento, ao invés de refletir uma atividade magmática contínua induzida por plumas mantélicas abaixo da litosfera móvel.

Existem diversos trabalhos que apresentam aspectos relacionadas à gênese, mineralogia ou aspectos econômicos do complexo de Tapira. Dentre eles podem ser citados os trabalhos de Soubiès et al. (1991) a respeito do comportamento de elementos terras raras em materiais de alteração oriundos de uma rocha rica em apatita e perovskita de Tapira. Brigatti et al. (1996) estudou a química mineral de flogopitas ricas em ferro de Tapira. Em sua tese, Brod (1999) apresenta os aspectos gerais petrológicos e geoquímicos do complexo de Tapira. Ferrari et al. (2001) apresentam os aspectos cristalquímicos, mineralógicos e tecnológicos de grãos de apatita do minério fosfático de Tapira. Conceição & Bonotto (2006) fizeram um estudo sobre a distribuição de elementos maiores e radionuclídeos ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ ) nos perfis de intemperismo de Tapira (MG) e Catalão (GO), concluindo que para ambos os perfis, as maiores concentrações de radionuclídeos foram quantificadas nos horizontes enriquecidos em apatita e pirocloro. Gravina (2009) apresenta a caracterização cristalquímica de minerais ricos em titânio (perovskita e Ti-granada) encontrados na região de Tapira. Brod et al. (2013) através do estudo geoquímico de algumas amostras de Tapira, sugerem os processos de imiscibilidade de líquidos, cristalização fracionada e metassomatismo, como os responsáveis pela gênese do complexo.

Os trabalhos de Hasui & Cordani (1968), Sonoki & Garda (1988), Eby & Mariano (1992) e Amaral et al. (1997) apresentam idades para o complexo de Tapira que variam de 70 a 112 Ma, através dos métodos K-Ar e traço de fissão em apatita. Segundo Hasui & Cordani (1968), as rochas do complexo de Tapira possuem 70 Ma, através de datação em biotita pelo método K-Ar. Sonoki & Garda (1988), usando novas constantes de decaimento, apresentam idades de  $87 \pm 1$  e  $86 \pm 5$  Ma em biotitas por K-Ar e a idade recalculada de Hasui & Cordani (1968) como  $71 \pm 5$  Ma. Eby & Mariano (1992) através do método por traço de fissão em apatita determinaram as idades de  $82 \pm 8$  Ma para o bebedourito e  $79 \pm 9$  Ma para o carbonatito. Esses autores que citam a idade de Hasui & Cordani (1968) não chegam a apresentar hipóteses para a diferença de idades. Por fim, Soares et al. (2015) apresentam a idade de  $88,9 \pm 7,4$  Ma para a intrusão de Tapira, utilizando traço de fissão em apatita.

### 2.3 Geologia Local

A intrusão de Tapira possui uma forma elíptica com eixos principais de 7,4 km (na direção NE) por 6 km (na direção WNW), com raros afloramentos. As rochas encaixantes da intrusão constituem quartzitos e mica-quartzitos pertencentes aos Grupos Araxá e Canastra. A intrusão de Tapira é associada a sucessivos pulsos magmáticos que causaram um típico zoneamento de ordem litológica, onde as rochas ultrabásicas ocupam suas bordas e os carbonatitos e as rochas hidrotermais sua parte central.

O complexo de Tapira apresenta rochas pertencentes a três séries distintas de diferenciação a partir de magmas primitivos de afinidade kamafugítica (Yegorov, 1993; Brod, 1999; Brod et al., 2000; Wall & Zaitsev, 2004; Brod et al., 2005). A *série bebedourítica* compreende as rochas originadas por cristalização fracionada do magma silicático ultrapotássico e contém olivina, clinopiroxênio, apatita, perovskita, magnetita e flogopita em quantidades variadas. O nome bebedourito vem da localidade típica de Bebedouro, no complexo carbonatítico de Salitre (Brod, 1999), e é frequentemente utilizado para classificar os piroxenitos alcalinos que ocorrem na APIP.

A *série foscorítica* inclui as rochas derivadas de magmas fosfáticos e que contêm apatita, magnetita e olivina em proporções variadas, definindo dunitos, magnetititos, apatititos e nelsonitos (apatita e magnetita). A *série carbonatítica* inclui as rochas com conteúdo superior a 50% de carbonatos, como calcita (mais comum), dolomita e ankerita, e minerais acessórios diversos. As rochas desta série são classificadas de acordo com a proporção modal dos carbonatos presentes (Le Maitre et al., 2002) em sövitos (calcita + granulação grossa), alvikitos (calcita + granulação fina), beforsitos (dolomita) e ferrocarnatitos (ankerita, siderita).

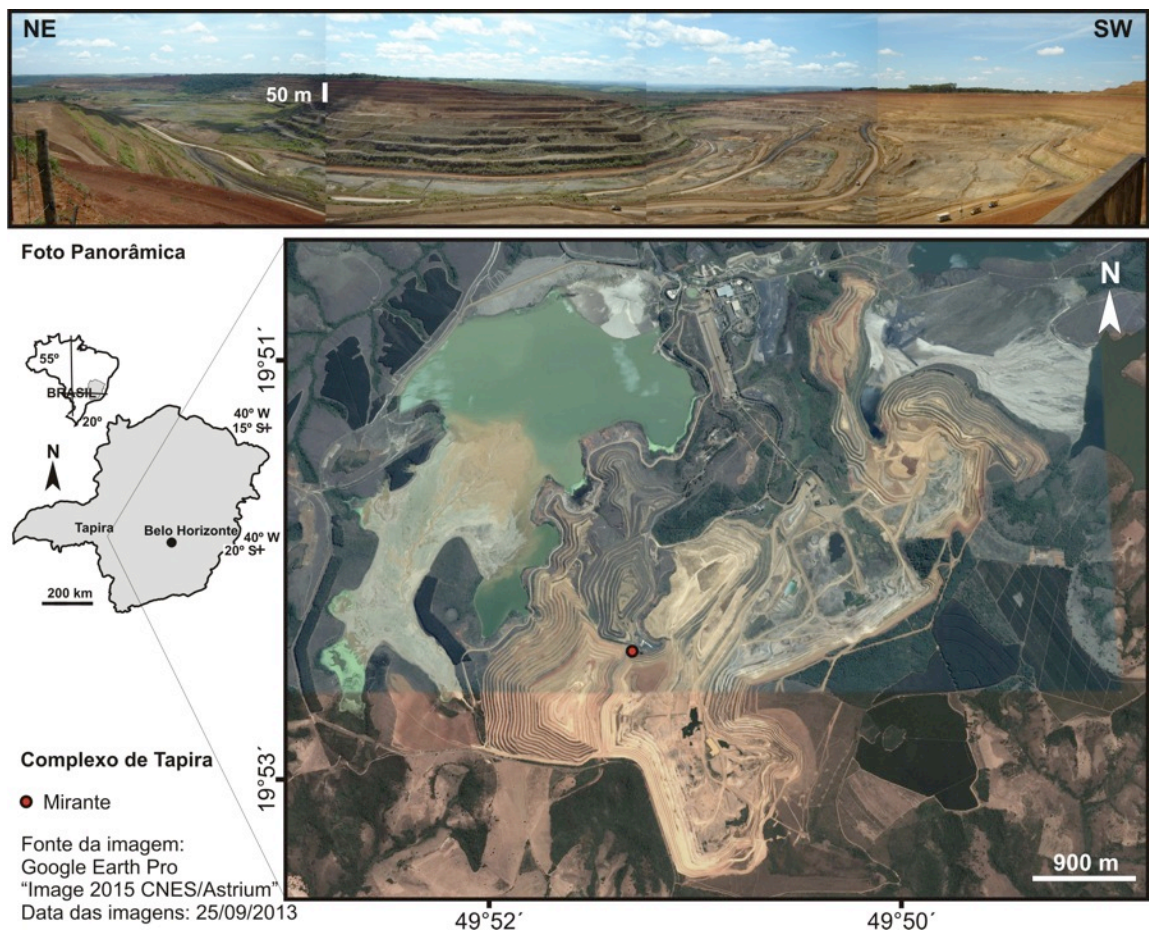
As unidades geológicas do complexo de Tapira eram definidas pela Fosfertil como rochas ultramáficas com predomínio de piroxenitos (80%) e dunitos (10%). As rochas alcalinas representavam 5% do total de rochas existentes em Tapira, e podiam ser divididas em sienitos e traquitos, em quantidades iguais. Finalmente, silexitos, carbonatitos e lamprófiros eram os responsáveis pelos 5% restantes das rochas do complexo de Tapira, respectivamente na proporção 70-20-10. Porém, com os trabalhos desenvolvidos por Yegorov (1993), Wall & Zaitsev (2004) e Brod et al. (2005), a Fosfertil definiu por agrupar as litologias designadas anteriormente por piroxenitos e dunitos em série bebedourítica e os termos foscoritos e carbonatitos agrupados nas séries foscorítica e carbonatítica,

respectivamente. A Tabela 3 apresenta as características da classificação utilizadas no complexo de Tapira.

Após a exposição das rochas à superfície e, conseqüentemente aos processos exógenos, o complexo de Tapira passou por uma intensa alteração intempérica que levou ao enriquecimento supérgeno das rochas ultramáficas alcalinas e ao desenvolvimento de um zoneamento mineral vertical com concentração de minerais primários de interesse econômico. O manto de intemperismo (Figura 8) chega a atingir 200 m de profundidade (90 m em média) e é enriquecido em fosfato (apatita), nióbio (pirocloro) e titânio (ilmenita, perovskita, anatásio, titanita, rutilo e leucoxênio). Nos processos supergênicos que deram origem ao espesso manto laterítico, os mecanismos de subtração predominam e, por meio deles, há a lixiviação dos elementos mais móveis, tendo como resultado uma acumulação residual relativa dos menos móveis.

**Tabela 3.** Litologias utilizadas no complexo de Tapira.

<b>Litologia</b>	<b>Descrição</b>
Cobertura	Materiais estéreis (não mineralizados) em fosfato e/ou titânio que inclui solo, turfa, canga e laterita.
Série bebedourítica	Grupo de rochas silicáticas que inclui piroxenito, diopsidito, bebedourito, perovskitito, piroxenito micáceo, piroxenito silicificado e flogopitito.
Série foscorítica	Grupo de rochas constituído por foscorito, nelsonito, apatitito e magnetitito.
Série carbonatítica	Abrange os tipos carbonatito-ca (sövito) e carbonatito-mg (beforsito).
Sienito	Rochas silicáticas ácidas ricas em feldspatos, como sienito e traquito.
Peridotito	Rochas silicáticas básicas ricas em olivina, como peridotito, picrito, dunito e wherlito.
Silexito	Rochas ricas em sílex ou quartzo de consistência em geral bastante compacta.
Fenito	Litotipo que evidencie a mistura de rochas de características distintas, como sienito e piroxenito ou sienito e foscorito. Inclui lusitanito e malignito com feldspato.
Outros	Quaisquer tipos de rocha como feldspatoidito, milonito, anfibolito, serpentinito, dentre outras, que não se encaixem em nenhum dos grupos supracitados.
Rocha encaixante	Quartzito e xisto, dentre outras litologias externas ao domo alcalino.



**Figura 8.** Foto panorâmica do perfil de alteração do complexo de Tapira, onde cada bancada possui 10 m de altura, na qual é possível observar os diferentes horizontes de alteração, desde as colorações amareladas da porção basal, até as colorações avermelhadas encontradas nas porções superiores do perfil. Localização do mirante onde foi tirada a foto em imagem de satélite. Fonte da imagem: Google Earth Pro (2015).

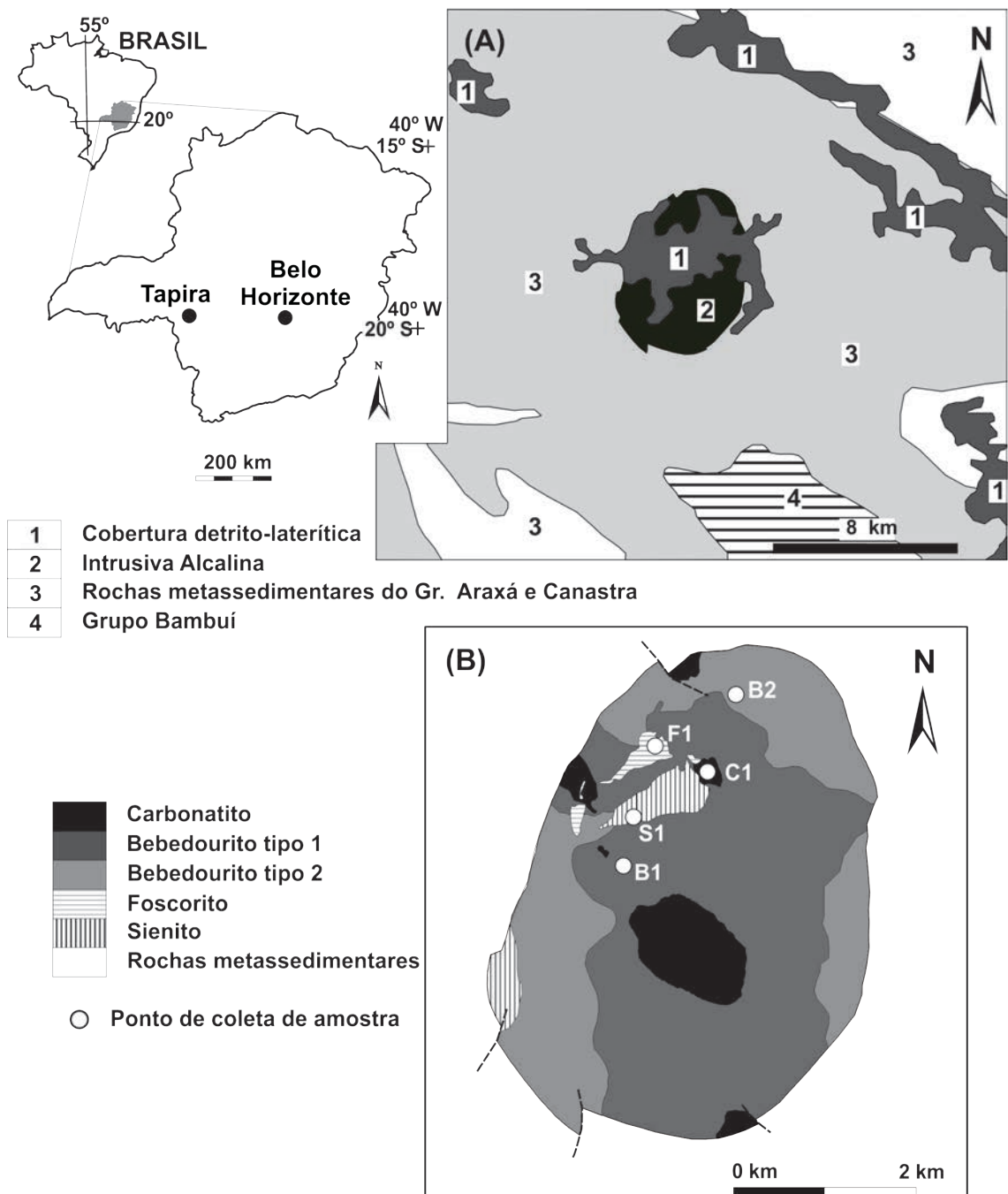
### **3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO**

#### **3.1 Trabalho de campo e coleta de amostras**

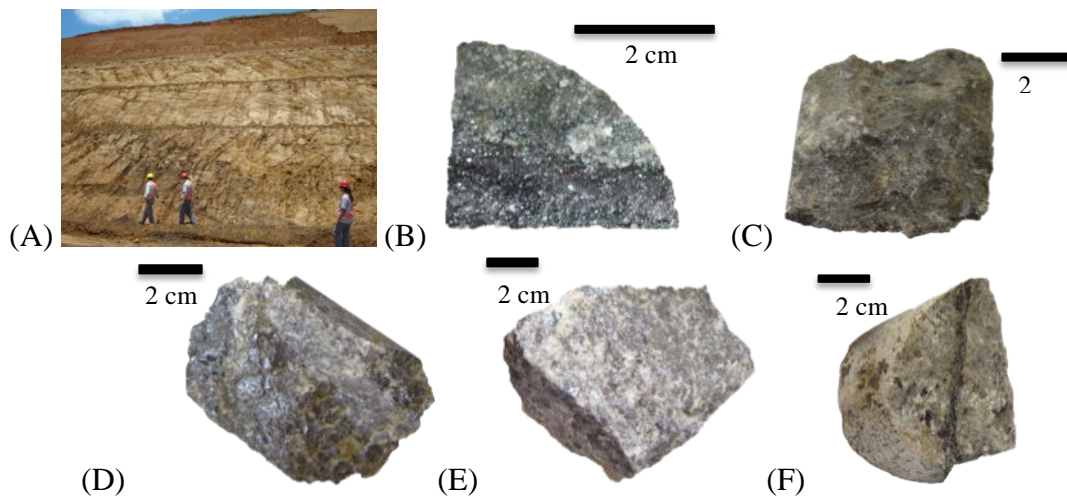
Os trabalhos de campo foram realizados no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira visando a coleta de amostras de rochas frescas e de diferentes profundidades do perfil de intemperismo (descrição de horizontes, profundidade, estratigrafia, etc.) e tipos de materiais encontrados (forma de ocorrência, natureza, estruturas presentes, etc.). A coleta das amostras de cada perfil de alteração foi realizada através de furos de sondagem, gentilmente disponibilizados pela Fosfértil (atual Vale S.A.). Essa amostragem permitiu a coleta desde a rocha fresca até os horizontes mais superficiais do manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira.

As rochas frescas bebedourito tipo 1, bebedourito tipo 2, foscorito, sienito e carbonatito foram coletadas através de furos de sondagem (Figuras 9 e 10 e Tabela 4). Acima do intervalo de rochas frescas, encontram-se as rochas alteradas, com exceção do carbonatito, do qual foi coletada apenas a rocha fresca. O manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira pode ser dividido em cinco intervalos, denominados nesta tese como zona de fosfato pobre, zona de fosfato, zona de titânio e coberturas (profunda e superficiais). Os dois primeiros horizontes de alteração apresentam a textura e estrutura da rocha pré-existente ainda preservadas. O primeiro horizonte, mais profundo, é constituído pela rocha alterada com um grau incipiente de enriquecimento em fosfato (zona de fosfato pobre). O segundo apresenta a rocha alterada com um grau de enriquecimento em fosfato mais acentuado (zona de fosfato). Acima da zona de fosfato dos foscoritos e dos bebedouritos 1 e 2 existe uma zona de transição entre o horizonte de rocha alterada e o horizonte de cobertura profunda, denominada de zona de titânio.

Os últimos horizontes constituem o estéril da mina e podem ser divididos em cobertura profunda e superficial. O primeiro destes (cobertura profunda) constitui um horizonte homogêneo onde as estruturas da rocha pré-existente já não podem ser observadas. Acima desta zona, somente nos perfis do foscorito e sienito, ocorre uma outra cobertura, de coloração vermelha e com acumulação de matéria orgânica, próximo à superfície (cobertura superficial).



**Figura 9.** Mapa geológico regional (A) e local (B) com a localização dos pontos de amostragem. (A) Modificado de Melo (1997). (B) Modificado de Brod et al. (2013) com base em informações de testemunhos de sondagem. Foram amostrados os perfis do bebedourito tipo 1 (B1), bebedourito tipo 2 (B2), foscorito (F1), sienito (S1) e carbonatito (C1).



**Figura 10.** Fotos das rochas frescas coletadas no (A) perfil supérgeno de Tapira: (B) bebedourito tipo 1 (B11); (C) bebedourito tipo 2 (B21); (D) foscorito (F11); (E) sienito (S11); e (F) carbonatito (C11).

**Tabela 4.** Dados sobre a amostragem dos perfis de alteração em Tapira.

Perfil	Material amostrado	Profundidade (m)	Amostra
<b>Bebedourito 1 (B1)</b>	Cobertura Superficial	--	na
	Cobertura Profunda	-14	B15
	Zona de Titânio	-28	B14
	Zona de Fosfato	-85	B13
	Zona de Fosfato Pobre	-110	B12
	Rocha fresca	-117	B11
<b>Bebedourito 2 (B2)</b>	Cobertura Superficial	--	na
	Cobertura Profunda	-18	B25
	Zona de Titânio	-36	B24
	Zona de Fosfato	-55	B23
	Zona de Fosfato Pobre	-66	B22
	Rocha fresca	-95	B21
<b>Foscorito (F1)</b>	Cobertura Superficial	-3	F16
	Cobertura Profunda	-18	F15
	Zona de Titânio	-61	F14
	Zona de Fosfato	-85	F13
	Zona de Fosfato Pobre	-103	F12
	Rocha fresca	-110	F11
<b>Sienito (S1)</b>	Cobertura Superficial	-5	S16
	Cobertura Profunda	-40	S15
	Zona de Titânio	--	na
	Zona de Fosfato	--	na
	Zona de Fosfato Pobre	--	na
	Rocha fresca	-135	S11
<b>Carbonatito (C1)</b>	Cobertura Superficial	--	na
	Cobertura Profunda	--	na
	Zona de Titânio	--	na
	Zona de Fosfato	--	na
	Zona de Fosfato Pobre	--	na
	Rocha Fresca	-54	C11

\*na: intervalo não amostrado.



## 3.2 Etapa de Laboratório

### 3.2.1 Preparação de amostras

A partir das amostras de rocha fresca foram confeccionadas seções delgadas, com aproximadamente 30  $\mu\text{m}$  de espessura, no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista (UNESP) de Rio Claro para a análise petrográfica ao microscópio óptico. Para as análises mineralógicas por Difração de Raios X e geoquímica, as amostras foram moídas (amostra total) em moinho oscilatório de carbeto de tungstênio até uma granulometria final de malha 200 mesh e, posteriormente, homogeneizadas utilizando a técnica de quarteamento. Posteriormente, as mesmas lâminas usadas para análise de microscopia óptica receberam um recobrimento de película de carbono, para as análises de microscopia eletrônica de varredura. Esta etapa de preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Argônio em Geocronologia na Escola de Ciências da Terra (Argon Geochronology in Earth Sciences Laboratory, UQ-AGES), The University of Queensland (Brisbane, Austrália).

Para a análise geocronológica foram selecionadas três amostras de rocha fresca, referentes aos bebedouritos tipo 1 (B12 e B12) e tipo 2 (B21 e B22) e ao sienito (S11 e S12). As amostras foram moídas até granulometria menor que 2 mm, limpas em banho ultrassônico em água destilada por pelo menos 1 hora e secas, de acordo com as recomendações de Vasconcelos (1999a). Para cada amostra 20-50 grãos de flogopita, com diâmetro entre 0,5 mm a 2 mm, foram selecionados com a ajuda de um microscópio binocular (Marca Zeiss). Essas atividades foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LAGEA) do Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento (DEPLAN/IGCE/UNESP).

### 3.2.2 Difração de raios X

A análise mineralógica por difração de raios X (DRX) foi realizada em difratômetro marca Siemens D 5000, medidas com radiação de Cu ( $WL = 1,542\text{\AA}$ ) e filtro de Ni, no Laboratório de Difração de Raios X do DPM/IGCE/UNESP. As amostras previamente moídas

foram acondicionadas em porta amostra de polietileno e analisadas na condição natural quanto à fração total.

A análise mineralógica por DRX possibilita a identificação dos minerais presentes, a proporção entre os constituintes minerais e outras características mineralógicas (cristalografia) tanto das rochas, como de sedimentos e solos. Constitui uma técnica não destrutiva baseada nas propriedades ondulatórias dos raios X característicos e na lei de Bragg.

### 3.2.3 Petrografia

A análise petrográfica das amostras de rochas frescas foi desenvolvida no Laboratório de Microscopia II do DPM/IGCE/UNESP em microscópio óptico Zeiss modelo Axioskop 40 com câmera digital Canon Power Shot G5 acoplada através de um adaptador Carl Zeiss modelo 426126. As amostras foram analisadas em microscópio óptico à luz transmitida, em aumentos de 250X até 500X. As porções que destacaram alguma feição importante foram fotomicrografadas, tanto a polaróides paralelos como cruzados.

Esse estudo teve por finalidade a caracterização mineralógica qualitativa e semi-quantitativa, através da classificação dos minerais presentes nas amostras e da determinação da abundância relativa entre eles. A sistemática adotada para a determinação da composição modal em lâmina delgada levou em consideração a granulação e textura da rocha, sendo realizada com o auxílio da folha padrão para análise modal semi-quantitativa por visada.

### 3.2.4 Microscopia eletrônica de varredura

A análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV ou SEM – *scanning electron microscopy*) foi realizada em equipamento da marca Philips, modelo XL30 (Figura 11), no Centro de Microscopia e Microanálises (Centre for Microscopy and Microanalyses, UQ-CMM) da The University of Queensland (Brisbane, Austrália). O equipamento conta ainda com um detector EDS (*energy dispersive spectrometer* ou espectrômetro de energia dispersiva) do tipo mini-cup, operando com tensão de 20 kV e corrente de 20 nA.



**Figura 11.** Microscópio eletrônico de varredura com EDS da marca Philips, modelo XL30, instalado no Centro de Microscopia e Microanálises da The University of Queensland (Brisbane, Austrália).

### 3.2.5 Geoquímica

Nesta etapa foi realizada a análise química das amostras pela AcmeLabs<sup>®</sup> em Vancouver, Canadá. Foram determinados os elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), elementos traços (Ba, Co, Hf, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, Zr, Y, Cu e Cr) e elementos terras raras – ETR's (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os elementos maiores e alguns elementos-traço foram determinados a partir de 0,2 g de amostra e analisados através de Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) com fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. A perda ao fogo (LOI, Loss on ignition) foi medida por diferença de peso após combustão a  $1000^\circ\text{C}$ . Os elementos terras-raras e os refratários foram determinados por Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS), também com 0,2 g de amostra, fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. Além disso, uma parte separada de 0,5 g foi digerida em água régia a  $95^\circ\text{C}$  e analisada através de ICP-MS, a fim de serem determinados os metais Cu, Ni e Sc.

Os limites de detecção do método de análise são: 0,01% para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , BaO e SrO; 0,04% para  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 0,1 ppm para Cs, Pb, Rb, U, Ta, Nb, Zr e Y; 1 ppm para Ba; 0,2 ppm para Th; 0,5 ppm para Sr; 0,1 ppm para La, Ce, Tb,

Tm e Lu; 0,02 ppm para Pr, Eu e Ho; 0,3 ppm para Nd e Er; 0,05 ppm para Sm, Gd, Dy e Yb. As concentrações dos elementos traços e terras raras foram normalizadas pelo condrito C1 (Sun & McDonough, 1989) e pela média dos condritos C1 (Evensen et al., 1978), respectivamente. As anomalias de európio (Eu/Eu\*) foram calculadas através da média geométrica entre Sm e Gd.

### 3.2.6 Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

O método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constitui uma técnica geocronológica bem estabelecida e amplamente utilizada nos mais diversos estudos, entre eles podem ser citados alguns exemplos como a aplicação nas ciências planetárias (grãos do solo lunar, amostras de meteoritos, de Marte), em estudos de proveniência (minerais detríticos), tectônica (pseudotaclitos em zonas de falha, história termal de orógenos), vulcanismo (idade das rochas vulcânicas, duração dos processos geotermiais), processos intempéricos (óxidos de manganês do grupo da hollandita, sulfatos do grupo da alunita) etc. (Vasconcelos, 1999a; Kelley, 2002; Jourdan et al., 2014). A descrição detalhada da técnica pode ser encontrada no trabalho de McDougall & Harrison (1999).

A técnica de aquecimento a laser permite determinar a história de retenção de Ar para um mineral e identificar a presença de Ar em excesso/herdado, evitando problemas associados com processos parciais de intemperismo. A análise multi-estágios permite a extração seletiva e a análise de isótopos de Ar presentes em diferentes porções da amostra, facilitando a separação do Ar atmosférico do Ar radiogênico e portanto aumenta a precisão analítica. Por fim, a total automação do método permite datar uma grande quantidade de amostras (Vasconcelos et al, 1992; Vasconcelos, 1999a). No método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , as idades são obtidas pela Equação (3):

$$t = (1/\lambda) \ln [(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) \cdot J + 1] \quad (3)$$

Onde,

t: idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ;

$\lambda$ : constante de decaimento total do  $^{40}\text{K}$  ( $5.543 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ );

$^{40}\text{Ar}^*$ : número de moles de  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico, calculado a partir da quantidade total de  $^{40}\text{Ar}$  medida através de espectrometria de massa e corrigida para  $^{40}\text{Ar}$  atmosférico e interferências nucleogênicas;

$^{39}\text{Ar}$ : quantidade total de  $^{39}\text{Ar}$  gerado pela reação  $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ , também medida por espectrometria de massa e corrigida para interferências nucleogênicas;

$J$ : parâmetro de irradiação adimensional, medido empiricamente através da análise de monitoramento do fluxo de nêutrons através de Sanidina Fish Canyon de idade conhecida.

A análise geocronológica foi realizada pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em grãos límpidos de flogopita, filossilicatos portadores de potássio, das amostras de bebedouritos tipo 1 e 2 (B11 e B21) e de sienito (S11). Dez a vinte grãos puros de cada amostra foram colocados em discos de alumínio junto com o padrão Sanidina Fish Canyon (de idade conhecida,  $28.201 \pm 0.046$  Ma; Kuiper et al., 2008) para monitoramento do fluxo de neutrôns, seguindo os passos de Vasconcelos et al. (2002). Os discos foram fechados com tampas de alumínio, embrulhados com folha de alumínio, selados à vácuo quente em frascos de vidro e irradiados por nêutrons por 14 horas nas instalações “Cadmium-lined B-1 CLICIT”, em um reator TRIGA-type, na Oregon State University, USA.

Após o período de resfriamento e decaimento, de aproximadamente cinco meses e meio após a irradiação, 2 a 4 grãos de cada amostra foram submetidos à análise pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de aquecimento a laser no UQ-AGES Laboratory (Figura 12), seguindo os procedimentos detalhados por Vasconcelos et al. (2002). Para todas as idades apresentadas foram utilizadas as constantes de decaimento de Renne et al. (2010).



**Figura 12.** Laboratório de Argônio em Geocronologia na Escola de Ciências da Terra, The University of Queensland (Brisbane, Austrália).

Antes das análises, os grãos das amostras e os monitores de fluxo foram aquecidos à vácuo a  $\sim 200$  °C por 12 horas. Cada amostra foi aquecida gradativamente com um laser iônico de onda contínua, com feixe desfocado de 2 mm de diâmetro. A fração liberada de gás foi limpa em uma câmara de resfriamento (cryocooled cold-trap,  $T = -125$  °C), equipada com dois receptores C-50 SAES Zr-V-Fe, e analisada para isótopos de Ar em um espectrômetro de massa MAP215-50 equipado com um terceiro receptor C-50 SAES Zr-V-Fe. Um sistema completo de brancos e de pipetas de ar foi determinado antes e depois de cada amostra.

Os procedimentos analíticos e de automação seguidos estão descritos em detalhe por Deino & Potts (1990) e Vasconcelos et al. (2002). Os dados foram corrigidos para discriminação de massa, interferências nucleogênicas e contaminações atmosféricas seguindo os procedimentos de Vasconcelos et al. (2002), utilizando o software “MassSpec Version 7.527” desenvolvido por Alan Deino do Berkeley Geochronology Centre, USA. O valor da razão  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298,56 \pm 0,31$  foi usado para o cálculo de discriminação de massa do argônio atmosférico (Renne et al., 2009).

Os fatores J para cada disco de alumínio foram determinados pela análise por fusão total a laser de quinze alíquotas individuais dos monitores de fluxo de nêutrons, cada alíquota consistindo em um a três cristais de Sanidina Fish Canyon. As alíquotas de silicatos de K e

vidros fundidos de  $\text{CaSiO}_2$  também foram co-irradiadas e analisadas para que fossem obtidos os seguintes fatores de correção de irradiação:  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = (2,57 \pm 0,25) \times 10^{-4}$ ;  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = (6,91 \pm 0,94) \times 10^{-4}$ ; e  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = (8 \pm 3) \times 10^{-4}$ .

### 3.3 Etapa de Escritório

Esta etapa consistiu no tratamento e interpretação dos dados obtidos em campo e laboratório, bem como a elaboração de mapas, figuras e tabelas para a tese. Os mapas geológicos foram elaborados na suíte de programas ArcGis v9.2, desenvolvida pela ESRI. Foram utilizados também o Google Earth Pro v7.1.2.2041 (para a obtenção de imagens de satélite da área de estudo), o pacote de programas Microsoft Office e Excel, o programa Minpet v2.02 (para tratamento dos dados geoquímicos) e a Suíte de Aplicativos Gráficos Corel Draw X5 (para a elaboração de figuras e pranchas de fotos/fotomicrografias). A interpretação dos difratogramas foi realizada no software X'Pert High Score Plus da Panalytical.

## 4. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍFICO DE TAPIRA

### 4.1 Mineralogia das rochas

As rochas frescas ou sãs do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira são aquelas das séries silicática (bebedouritos e sienitos), foscorítica e carbonatítica que não apresentam qualquer vestígio de alteração intempérica e que atualmente não estão em processo industrial de concentração, portanto consideradas estéril. A partir da análise mineralógica foi possível verificar que todas as rochas frescas estudadas, apesar de não apresentarem alteração intempérica, apresentam algum tipo de alteração mineralógica (cristalização de flogopita ou apatita, por exemplo) decorrente da intrusão tardia dos veios carbonatíticos, fato que leva à alteração do quimismo das rochas com relação ao magma primordial.

As fases minerais presentes nas rochas alcalinas-carbonatíticas de Tapira encontram-se resumidas na Tabela 5. Os símbolos utilizados para os minerais nos difratogramas (Apêndice A), fotomicrografias e fotos de MEV são baseados nos trabalhos de Kretz (1983) e Spear (1993) e encontram-se resumidos na Lista de Símbolos.

**Tabela 5.** Fases minerais encontradas nas rochas de Tapira.

Rochas	Minerais principais	Minerais acessórios
<b>B11</b>	Diopsídio <sup>1,2,3</sup> , schorlomita <sup>1,2,3</sup> , apatita <sup>1,2,3</sup> , flogopita <sup>1,2,3</sup> e perovskita <sup>1,2</sup>	Magnetita <sup>1,2,3</sup> , calcita <sup>3</sup> , dolomita <sup>3</sup> , pirita <sup>3</sup> , calcopirita <sup>3</sup> , pirocloro <sup>3</sup> , U-pirocloro <sup>3</sup> , barita <sup>3</sup> , ferrichterita <sup>2,3</sup> e monazita <sup>3</sup>
<b>B21</b>	Diopsídio <sup>1,2</sup> , apatita <sup>1,2</sup> , flogopita <sup>1,2</sup> , carbonatos (calcita e dolomita) <sup>1,2</sup> e magnetita <sup>1,2</sup>	Titanita <sup>1,2</sup> , clorita <sup>1</sup> , perovskita <sup>2</sup>
<b>F11</b>	Olivina <sup>1,2</sup> , apatita <sup>1,2</sup> , perovskita <sup>1,2</sup> , magnetita <sup>1,2</sup> , diopsídio <sup>1,2</sup> e carbonatos (calcita e dolomita) <sup>1,2</sup>	Ilmenita <sup>3</sup> , pirocloro <sup>2</sup> , flogopita <sup>2,3</sup> , pirita <sup>3</sup> e zirkelita <sup>2,3</sup>
<b>S11</b>	Ortoclásio <sup>1,2</sup> , flogopita <sup>1,2</sup> , carbonatos (calcita e dolomita) <sup>1,2</sup> , magnetita <sup>1,2</sup> , hematita <sup>1</sup> , titanita <sup>1,2</sup>	Apatita <sup>1</sup> , albita <sup>2</sup> e quartzo <sup>2</sup>
<b>C11</b>	Calcita <sup>1,2,3</sup> , dolomita <sup>1,2,3</sup> , apatita <sup>1,2,3</sup> , flogopita <sup>1,2</sup> , pirocloro <sup>1</sup>	Magnetita <sup>1,2</sup> , pirita <sup>3</sup> , zirkelita <sup>3</sup> , barita <sup>3</sup> , perovskita <sup>2</sup> , calcopirita <sup>3</sup> e Th/U-pirocloro <sup>3</sup>

Meio de identificação: <sup>1</sup>petrografia; <sup>2</sup>DRX; e <sup>3</sup>MEV-EDS.

#### 4.1.1 Bebedourito 1

O bebedourito tipo 1 (B11) é composto essencialmente por fluorapatita, flogopita, diopsídio, schorlomita e perovskita. Como minerais acessórios são encontrados a calcita,



barita, magnetita, pirocloro de urânio, pirocloro, pirita, calcopirita, monazita, ferrichterita e dolomita.

O bebedourito tipo 1 possui coloração escura atribuída principalmente à schorlomita e flogopita, com algumas pontuações claras que correspondem ao piroxênio e apatita. Constitui uma rocha holocristalina, subfanerítica, de estrutura compacta e granulação fina. Apresenta tênue orientação marcada pelos cristais de flogopita, que conferem à rocha uma foliação incipiente (Prancha 1a e 1b), que pode ter sido desenvolvida como resultado de fluxo viscoso. É uma rocha inequigranular, hipidiomórfica, com articulação irregular entre os cristais e textura fluidal. A composição modal estimada visualmente em lâmina delgada consiste em diopsídio (38%), schorlomita (28%), apatita (21%), flogopita (10%) e perovskita (5%). Magnetita, calcita, dolomita, pirita, calcopirita, barita, ferrichterita, pirocloro, U-pirocloro e monazita constituem minerais acessórios.

Os cristais de clinopiroxênio são incolores e alguns apresentam leve pleocroísmo esverdeado. Constituem cristais de diopsídio subedrais de granulação fina a localmente grossa. Em geral apresentam cerca de 100  $\mu\text{m}$ , podendo atingir 1 mm de diâmetro. Os contatos são irregulares (côncavo-convexos) a localmente retilíneos. A apatita aparece na seção na forma de inclusões incolores na perovskita ou junto aos agregados de flogopita. São cristais eudrais prismáticos hexagonais (seção basal) de granulação fina, atingindo até 50  $\mu\text{m}$ .

A schorlomita, que corresponde a uma variedade de granada rica em Ti, aparece como cristais marrons, facilmente identificados pela coloração e isotropia. Formam agregados de cristais anedrais de granulação fina e localmente aparecem como cristais individuais subedrais de granulação grossa, podendo atingir 1 mm de diâmetro. Apresentam contatos irregulares (côncavo-convexos) entre si e com os outros minerais. Os maiores cristais apresentam inclusões de apatita. Alguns cristais apresentam um zoneamento em direção as bordas, marcado pela perda de coloração (do marrom ao incolor) e relevo equivalente à maior, atribuído à perda de ferro e transformação para perovskita (Prancha 1c).

Os cristais de flogopita são pleocróicos (amarelo a marrom esverdeado), subedrais tabulares, de granulação fina a média (em média 100  $\mu\text{m}$ ) e em geral com contatos irregulares a retilíneos entre si e com outros minerais. Os maiores cristais atingem 800  $\mu\text{m}$  de comprimento. Localmente aparecem cristais com as bordas ou planos de clivagem com coloração verde azulado escuro que, possivelmente, pode ser uma perda de magnésio. A flogopita envolve cristais de diopsídio, perovskita e schorlomita, demonstrando ser uma fase

posterior à estes minerais (Prancha 1d, 1e e 1f).

Os cristais de perovskita apresentam-se dispersos pela lâmina. São incolores a marrom claro, possuem granulação fina e estão presentes na forma de cristais subedrais, em média menores que 100  $\mu\text{m}$  em diâmetro.

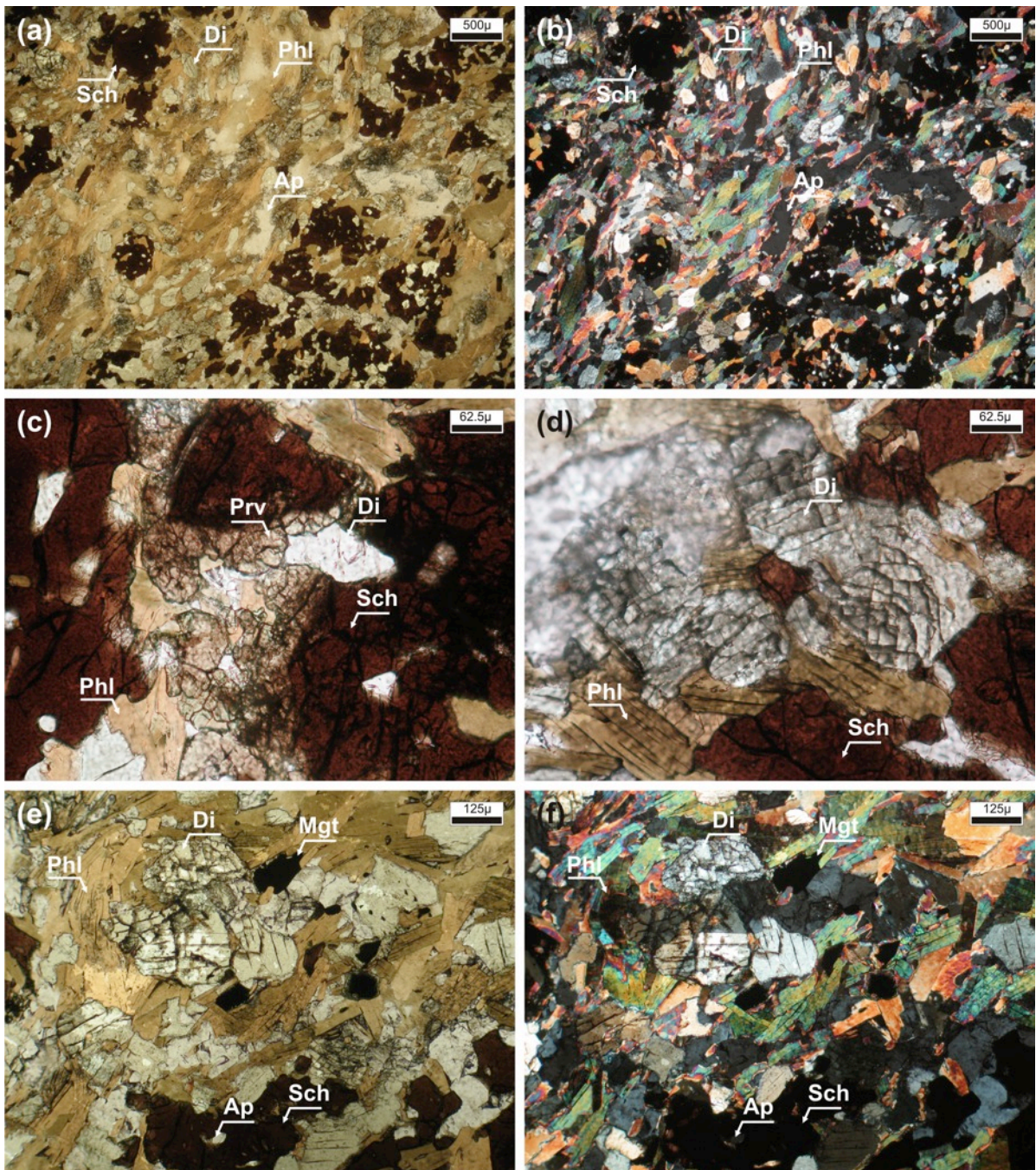
Localmente foram observados cristais de magnetita subedrais a euedrais, cúbicos octaédricos com contatos retilíneos e granulação fina menor ou igual a 50  $\mu\text{m}$ . Ocorrem associados a massa de flogopita e aparentemente correspondem à mesma fase de cristalização desta (Prancha 1e e 1f).

A pirita é anedral a subedral, apresenta granulação muito fina a fina com tamanhos inferiores a 20  $\mu\text{m}$  (Prancha 2a, 2b e 2c) e, localmente, aparece com granulação mais grossa (Prancha 2e) formando uma vênula de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  de espessura. A calcopirita (Prancha 2b) foi identificada localmente associada à pirita, como um cristal anedral de granulação muito fina ( $< 10 \mu\text{m}$ ).

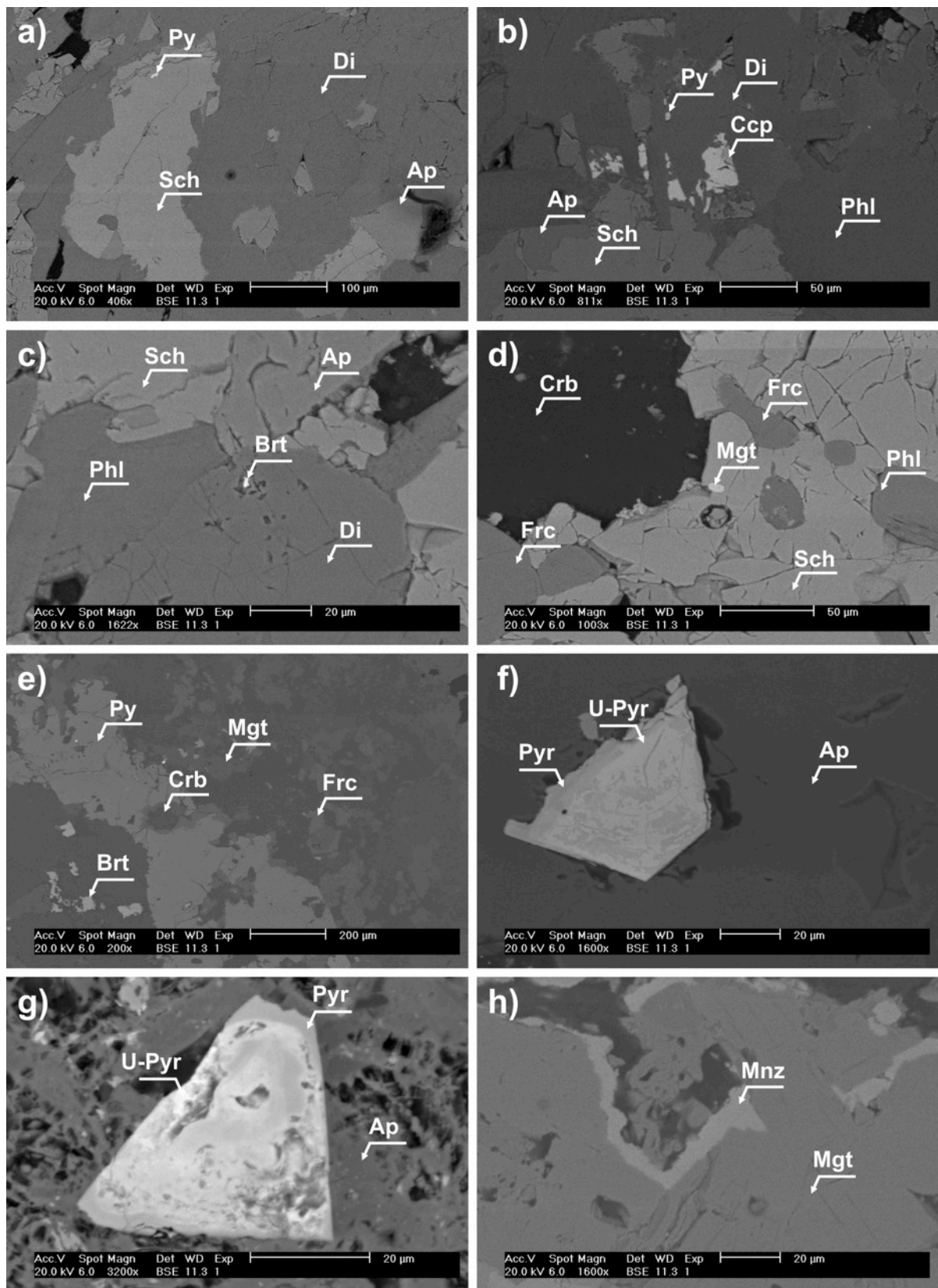
Um cristal anedral de barita aparece contrastando como inclusão muito fina ( $< 1 \mu\text{m}$ ) no diopsídio (Prancha 2c) ou como agregados finos e cristais anedrais maiores ( $\sim 5 \mu\text{m}$ ) junto à massa de carbonatos (Prancha 2e). A ferrichterita é anedral a subedral com granulação fina de 50  $\mu\text{m}$  e apresenta-se envolvida pela schorlomita (Prancha 2d) ou incluída na massa de carbonatos (Prancha 2e).

Através do MEV-EDS foi possível observar cristais de pirocloro euedrais de granulação fina ( $\sim 50 \mu\text{m}$ ). A composição química varia de pirocloro a pirocloro de urânio (U-pirocloro, mais claro nas imagens de MEV-EDS, Prancha 2f e 2g). Da mesma forma que o pirocloro, foi possível observar que os cristais de magnetita possuem coroas de monazita (Prancha 2h) subedral de granulação muito fina ( $< 10 \mu\text{m}$ ).

Constitui o termo menos evoluído produzido pela cristalização fracionada de um magma silicático alcalino. Segundo as relações mineralógicas observadas, a ordem de cristalização desta rocha consiste em diopsídio  $>$  schorlomita  $>$  perovskita + apatita  $>$  flogopita + apatita + magnetita. A cristalização posterior das flogopitas está relacionada, possivelmente ao pulso magmático que gerou os carbonatitos. A intrusão do magma carbonatítico nas rochas silicáticas alcalinas leva à reações de fenitização potássica, que por sua vez, são responsáveis por gerar o intenso processo de flogopitização observado no bebedourito tipo 1.



**Prancha 1.** Fotomicrografias do bededourito 1, nas quais: Ap – apatita; Di – diopsídio; Phl – flogopita; Sch – schorlomita; Prv – perovskita; Mgt – magnetita. (a) e (b) visão geral da amostra em lâmina, à nicóis paralelos e cruzados respectivamente (2,5x), na qual é possível observar a foliação marcada pelos cristais de flogopita, os quais envolvem os cristais de schorlomita e diopsídio. (c) fotomicrografia a nicóis paralelos (20x) na qual é possível observar a alteração das bordas da schorlomita (marrom) para perovskita (incolor). (d) diopsídio incolor em meio aos cristais de schorlomita e flogopita (nicóis paralelos, 20x). Em (e) e (f) a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente (10x), é possível observar os cristais de schorlomita com inclusões de apatita e de diopsídio e magnetita subbedal envolvidos por flogopita.



**Prancha 2.** Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do bededourito 1, nas quais: Py – pirita; Ap – apatita; Di – diopsídio; Sch – schorlomita; Ccp – calcopirita; Phl – flogopita; Brt – barita; Crb – carbonatos; Frc – ferrichterita; Mgt – magnetita; Pyr – pirocloro; U-Pyr – pirocloro de U; Mnz – monazita. (a) schorlomita com inclusão de pirita envolta por cristais de diopsídio. (b) cristais de pirita parcialmente transformados para calcopirita em

meio aos cristais de diopsídio. (c) inclusão de barita no cristal de diopsídio. (d) inclusões de magnetita e ferrorichterita nos cristais de schorlomite. (e) veio de pirita com inclusão de carbonatos, cortando a magnetita. (f) cristal eudral de pirocloro com núcleo de pirocloro de U. (g) cristal eudral de pirocloro com porções mais claras que correspondem ao pirocloro de U. (h) magnetita com bordas transformadas em monazita.

#### 4.1.2 Bebedourito 2

O bebedourito tipo 2 (B21) é composto principalmente por fluorapatita, diopsídio, flogopita, magnetita e calcita. Titanita, perovskita e clorita aparecem como minerais acessórios.

O bebedourito tipo 2 apresenta coloração cinza atribuída a apatita, piroxênio e flogopita. Constitui uma rocha holocristalina, afanítica a subfanerítica, de estrutura compacta e granulação fina. Apresenta estrutura bandada, marcada pelo acamamento composicional caracterizado por porções ricas em piroxênio + apatita + flogopita e por piroxênio somente (Prancha 3a). É uma rocha inequigranular, hipidiomórfica, com articulação entre os cristais irregular e textura ortocumulática. Na seção delgada é possível observar que a amostra é cortada por pequenas vênulas sem orientação preferencial de material carbonático de granulação muito fina.

A composição modal estimada visualmente consiste em 30% de diopsídio, 28% de apatita, 20% de flogopita, 15% de carbonatos (calcita e dolomita), 6% de magnetita e traços de titanita, clorita e perovskita. Os cristais de apatita ocorrem sob duas formas, envoltos por diopsídio ou flogopita (Prancha 3b) como uma fase primária dentro da sequência de cristalização, ou ainda, junto aos cristais de flogopita como uma fase posterior. São cristais incolores, anedrais a subedrais prismáticos com contatos retilíneos a irregulares (côncavo-convexos). Possuem granulação média entre 1 e 1,5 mm de diâmetro.

Os cristais de clinopiroxênio (diopsídio) são incolores com leve pleocroísmo verde claro. São cristais subedrais a anedrais. Em média os grãos possuem 1 mm de diâmetro, porém cristais de até 3 mm ocorrem localizados. A granulação é média a localmente grossa, com um cristal eudral prismático que chega a atingir 9 por 3 mm. Os planos de clivagem e bordas estão frequentemente alterados para um mineral verde escuro identificado como clorita. Apresentam contatos irregulares (côncavo-convexo a serrilhado).

A flogopita ocorre como cristais tabulares de coloração amarela a marrom claro e forte pleocroísmo, que leva a cores marrom escuras, passando pelo marrom avermelhado e alaranjado. São cristais anedrais a subedrais tabulares com contatos irregulares (côncavo-

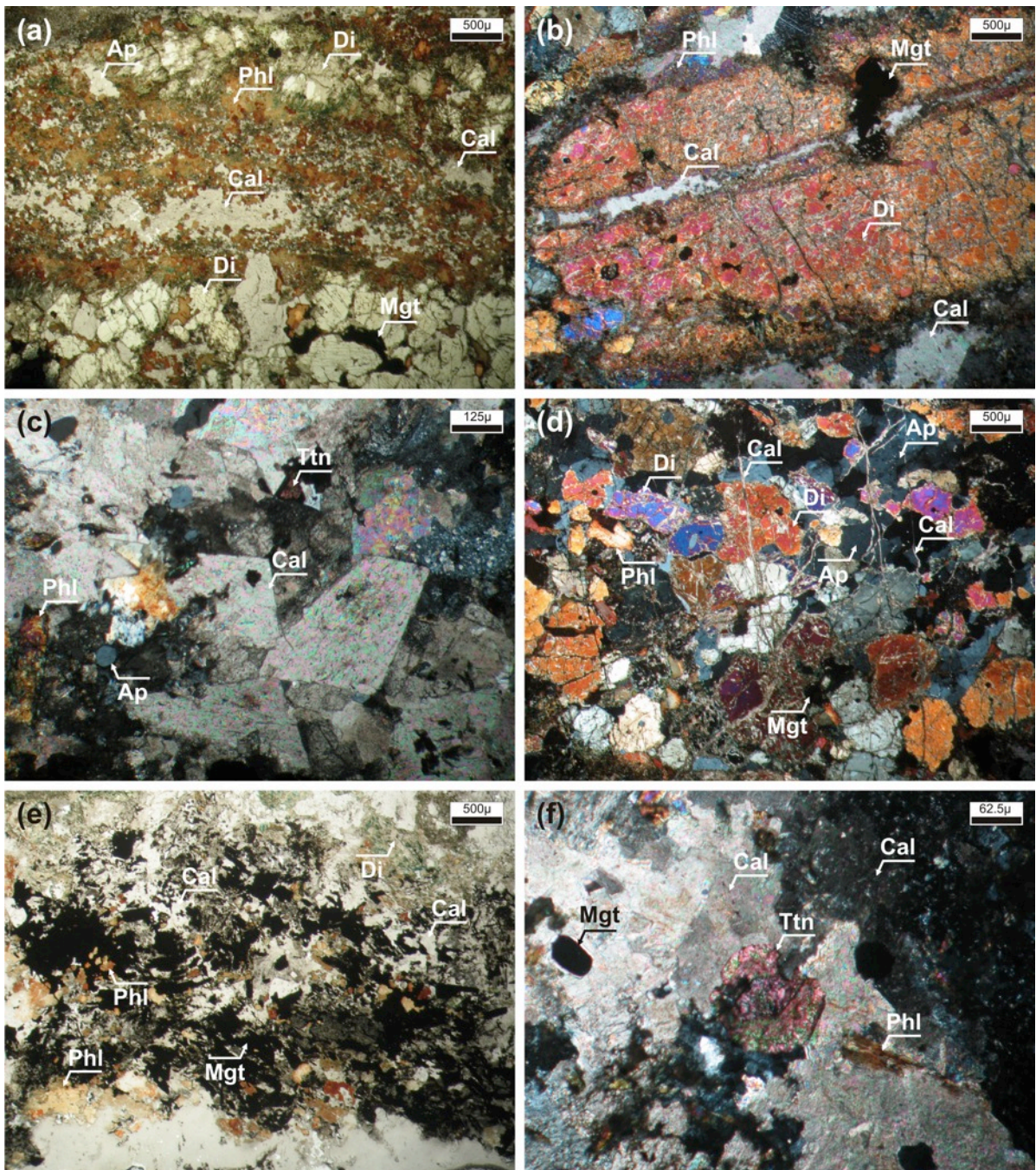
convexos) a retilíneos. Os cristais de flogopita ocorrem em uma porção da seção delgada como agregados de granulação bastante fina (grãos com cerca de 10  $\mu\text{m}$ ). No restante da seção delgada, aparece como cristais de granulação média a grossa, podendo atingir 1 mm de diâmetro. Alguns cristais apresentam as bordas e planos de clivagem alterados para clorita. Envolve os cristais de diopsídio, o que sugere ser uma fase posterior dentro da sequência de cristalização (Prancha 3b). Além de ocorrer nas interfaces entre os veios carbonatíticos e a fase cumulática.

Os carbonatos (calcita e dolomita) ocorrem localizados em um veio espesso (8 mm de espessura) e em pequenas vênulas finas (10 a 20  $\mu\text{m}$  de espessura). Em geral são cristais anedrais que podem chegar a atingir 80  $\mu\text{m}$  a 1 mm de diâmetro no veio espesso. Os contatos são irregulares (côncavo-convexo a serrilhado). Localmente podem ser observados cristais subedrais romboédricos com geminação e clivagem romboédrica (Prancha 3c). Nas vênulas finas apresentam granulação bastante fina, constituindo pequenos agregados finos menores que 10  $\mu\text{m}$  (Prancha 3d). Os agregados finos aparecem cortando os cristais de piroxênio através dos planos de clivagem e as vênulas cortando a lâmina, sem orientação preferencial.

Os cristais de magnetita ocorrem dispersos pela lâmina e também concentrados dentro do veio espesso de carbonatos. Em geral são anedrais (fase de cristalização possivelmente posterior à da flogopita) e localmente aparecem alguns cristais euedrais cúbicos (fase de cristalização concomitante à da flogopita). Os contatos variam de irregular (côncavo-convexo) a retilíneo (quando se tratam dos cristais euedrais). A origem das magnetitas pode estar associada a alteração das flogopitas e piroxênios em clorita, que gera a liberação de ferro para o sistema (Prancha 3e). Apresentam granulação fina a média e os maiores cristais atingem 1,2 mm de diâmetro.

Os cristais de clorita ocorrem localizados como produto de alteração da flogopita e do clinopiroxênio devido às reações metassomáticas causadas pela injeção dos veios de carbonatos. Possuem granulação fina ( $< 10 \mu\text{m}$ ), são anedrais, possuem coloração verde escuro e formam agregados microcristalinos nas bordas e nos planos de clivagem dos minerais supracitados (Prancha 3b).

A titanita possui coloração marrom escuro e pleocroísmo ausente. Constitui um mineral acessório e é encontrada como mineral primário (euedral) e como subproduto (anedral) da alteração das flogopitas e dos piroxênios para clorita. Os cristais euedrais são rômnicos e de granulação fina ( $< 10 \mu\text{m}$ ) (Prancha 3f). Corresponde às últimas fases de cristalização do magma.



**Prancha 3.** Fotomicrografias do bebedourito 2, nas quais: Ap – apatita; Di – diopsídio; Phl – flogopita; Cal – calcita; Mgt – magnetita; Ttn – titanita. (a) fotomicrografia a nicóis paralelos (2,5x) mostrando a fase cumulática de apatita e diopsídio, com alguns cristais de flogopita e magnetita nos interstícios, cortada por um veio de carbonatos e, na interface veio-cúmulus, o intenso processo de flogopitização (fenitização potássica). (b) cristal de diopsídio em processo de alteração para flogopita (nicóis cruzados, 10x). (c) detalhe dos cristais de calcita subbedrais romboédricos do veio (nicóis cruzados, 10x). (d) camada rica em apatita e diopsídio, com flogopita e magnetita subordinados, cortada por vênulas de carbonatos microcristalinos (nicóis cruzados, 2,5x). (e) destaque para uma porção rica em magnetita intersticial aos cristais de flogopita e diopsídio (nicóis paralelos, 2,5x). (f) detalhe de um cristal zonado de titanita losangular (nicóis cruzados, 20x).

A rocha corresponde ao segundo tipo de bebedourito encontrado em Tapira se

diferencia do tipo 1 pela diminuição considerável na quantidade de perovskita, ausência de schorlomita, incremento no conteúdo de apatita, aparecimento de titanita e pela presença marcante dos veios de carbonatos. A diminuição de perovskita, ausência de schorlomita e o surgimento de titanita primária (eudral losangular) indicam que o bebedourito tipo 2 cristalizou a partir de um magma mais evoluído e com maior conteúdo em SiO<sub>2</sub>, quando comparado ao magma que gerou B11.

Segundo as relações mineralógicas observadas, a ordem de cristalização desta rocha consiste em apatita > diopsídio > titanita > carbonatos > flogopita + magnetita + apatita > clorita + magnetita. Na amostra B21 é possível observar mais claramente o processo de flogopitização, por reações de fenitização potássica, gerado pela intrusão do magma carbonatítico (Prancha 3a).

#### 4.1.3 Foscorito

O foscorito (F11) apresenta como minerais essenciais a olivina, fluorapatita, perovskita, diopsídio-jadeíta, calcita, magnetita e como minerais acessórios a ilmenita, pirocloro, flogopita, pirita e zirkelita.

O foscorito é uma rocha de coloração cinza atribuída à olivina e perovskita, com manchas claras que correspondem às apatitas. Constitui uma rocha holocristalina, subfanerítica a fanerítica, de estrutura compacta e granulação média à grossa, composta por fenocristais de olivina subedral a eudral em uma massa de granulação média composta por perovskita, apatita e magnetita. É uma rocha megaporfirítica, hipidiomórfica, com articulação entre os cristais irregular e textura poiquilítica.

É possível observar nesta lâmina a ocorrência de um veio espesso de carbonato microcristalino e de finos veios carbonáticos que cortam a seção sem direção preferencial. A composição modal estimada visualmente é de olivina (58%), apatita (20%), perovskita (16%), magnetita (4%), diopsídio (1%) e carbonatos (calcita e dolomita) (1%). Ainda fazem parte da mineralogia, na forma de traços, a ilmenita, pirocloro, flogopita, pirita e zirkelita.

A olivina constitui fenocristais da fase cumulática, é incolor, possui hábito granular a alongado segundo o eixo c e ocorre como fenocristais subedrais com diâmetro de até 2,5 cm e como cristais menores anedrais com diâmetro médio de 1 mm. Apresentam contatos irregulares (côncavo-convexo) a planares e clivagem distinta (010). Os maiores cristais



apresentam exsolução de clinopiroxênio de granulação muito fina orientados segundo a direção de clivagem (Prancha 4a). Segundo as propriedades ópticas (biaxial +,  $2V = 88-90$ ) a composição da olivina é forsterita ( $FO_{88-85}$ ). A exsolução de clinopiroxênio, possivelmente diopsídio (presente na seção delgada), pode ser explicada pelo excesso de Ca que substituiu isomorficamente o Mg na olivina.

A perovskita possui relevo extremo e coloração marrom claro (Prancha 3B). Os cristais apresentam-se sob duas faixas de granulação, fina (100  $\mu\text{m}$ ) e média (2 mm), e predominam os de hábito anedral, com alguns subedrais cúbicos. Apresentam contatos irregulares (côncavo-convexos) e alguns ainda apresentam clivagem cúbica. Ocorre sob a forma de trilhas dentro dos cristais de olivina (Prancha 4b) e envolvida pelos cristais de magnetita (Prancha 4c). Os cristais apresentam a geminação complexa característica (Prancha 4d e 4e).

A apatita ocorre como cristais equigranulares de granulação média. São anedrais a subedrais com cerca de 2 mm no eixo maior. Possuem contatos irregulares (côncavo-convexos) a retilíneos. Ocorrem junto aos cristais de perovskita constituindo a fase intercúmulus (Prancha 4e).

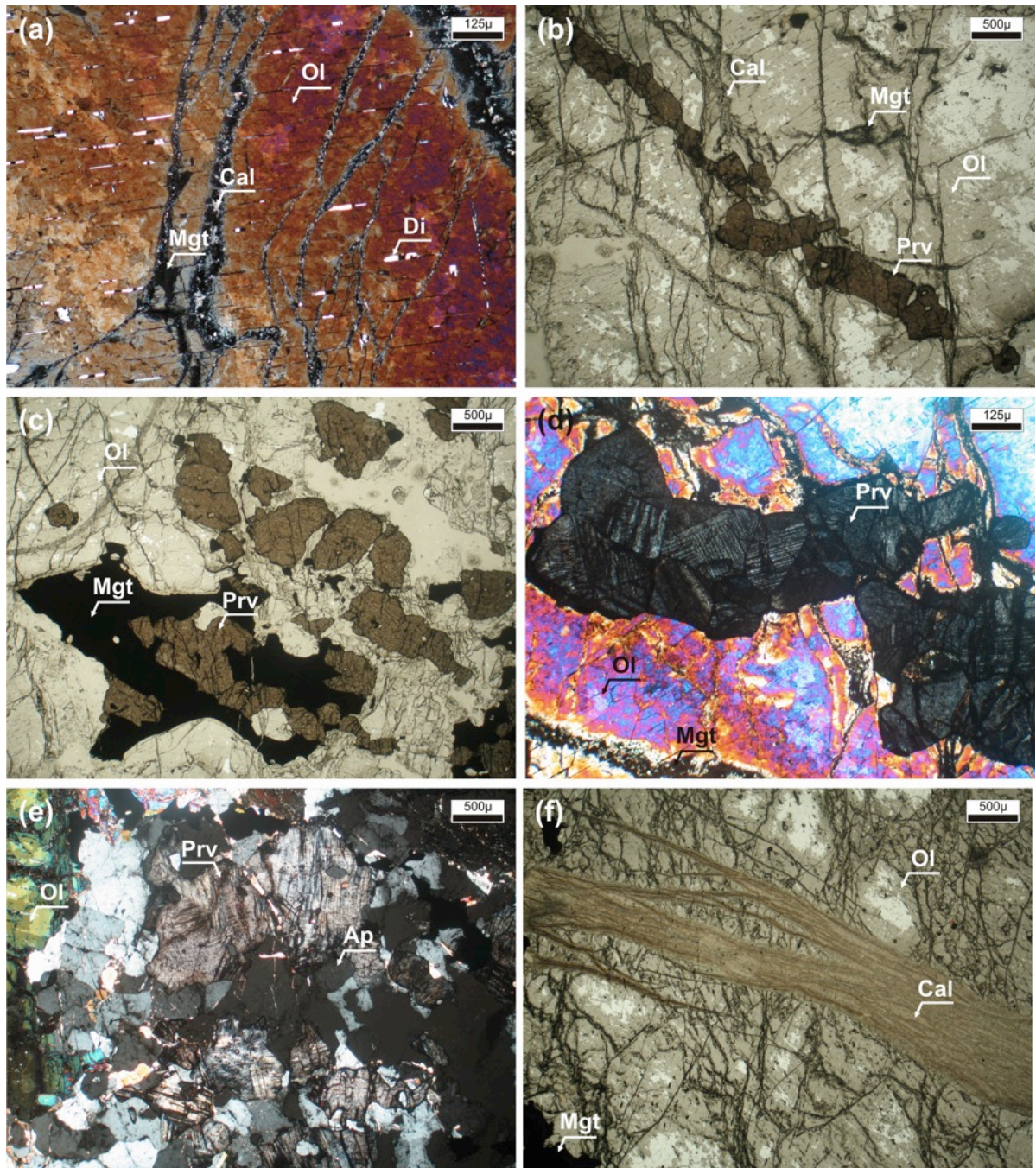
A magnetita aparece como cristais anedrais de granulação fina ( $< 100 \mu\text{m}$ ), formando trilhas junto aos veios de calcita, ou granulação média (4 mm) nos interstícios das massas de olivina e envolvendo os cristais de perovskita (Prancha 4c).

O diopsídio ocorre sob duas formas, incluso na olivina como exsolução muito fina (Prancha 4a) e como cristais médios do cúmulo. Os cristais inclusos na olivina são equigranulares de granulação fina ( $< 1 \mu\text{m}$ ) eudrais prismáticos. Dentro dos cristais de olivina crescem seguindo duas direções preferenciais de clivagem, em maior quantidade seguindo os planos de clivagem boa (010) e em menor quantidade os planos imperfeitos (100). Os cristais da fase cúmulo são equigranulares de granulação média (2 mm), com clivagem cúbica, anedrais e contatos irregulares (côncavo-convexos).

Os carbonatos (calcita e dolomita) ocorrem com granulação muito fina ( $< 1 \mu\text{m}$ ) em vênulas finas e em um veio de 2 mm de espessura (Prancha 4f). São anedrais, incolores a creme claro e formam agregados microcristalinos.

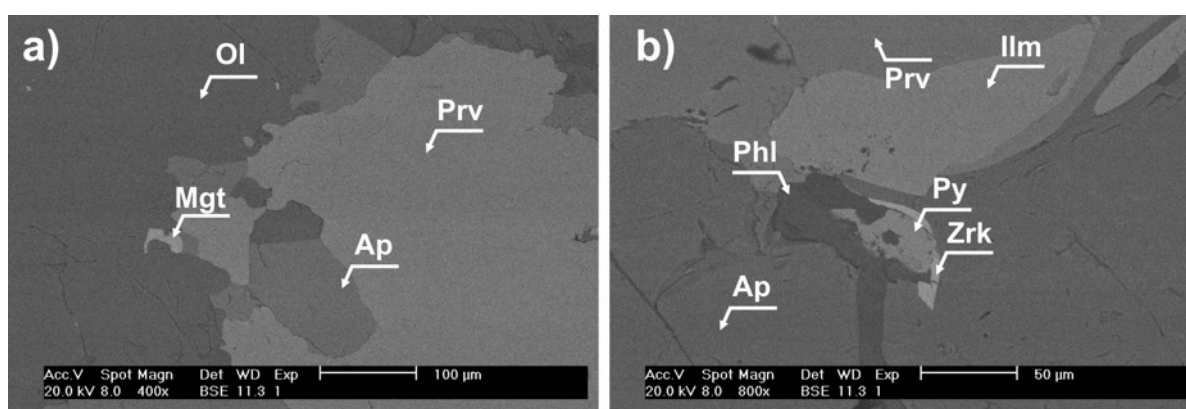
A apatita aparece tanto dentro da perovskita (Prancha 5a) como junto a ela (Prancha 5b). A flogopita, identificada através de MEV-EDS, aparece localmente como cristais subedrais de granulação muito fina ( $< 50 \mu\text{m}$ ) intersticiais aos cristais de perovskita e apatita (Prancha 5b). A pirita e a zirkelita aparecem localmente como cristais anedrais de granulação

muito fina (<50  $\mu\text{m}$ ) junto à flogopita e entre os cristais de apatita (Prancha 5b).



**Prancha 4.** Fotomicrografias do foscrito, nas quais: Ol – olivina; Cal – calcita; Di – diopsídio; Mgt – magnetita; Prv – perovskita; Ap – apatita. (a) exsolução de diopsídio em fenocristal de olivina cortado por vênulas finas de carbonato microcristalino e magnetita (nicóis cruzados, 10x). (b) fenocristal de olivina cortado por uma trilha de cristais de perovskita (nicóis paralelos, 2,5x). (c) magnetita envolvendo os cristais de perovskita (nicóis paralelos, 2,5x). (d) detalhe dos cristais de perovskita em meio à olivina. Todos os cristais de perovskita apresentam a geminação complexa característica, conforme é possível observar nesta fotomicrografia à nicóis cruzados (10x). (e) fase intercúmulus composta por cristais de perovskita e apatita (nicóis cruzados, 2,5x). (f) fenocristal de olivina cortado por veio e vênulas de carbonatos microcristalinos (nicóis paralelos, 2,5x).

O foscorito corresponde a uma fase de atividade sin-carbonática, podendo ser o produto da imiscibilidade do líquido carbonatítico ou até mesmo uma fase pré-carbonática conforme indicado pelos veios de carbonatos que cortam a amostra. Esta rocha foi produzida pela cristalização fracionada de um magma fosfático e constitui um dos termos menos evoluídos da série, devido ao conteúdo em olivina (próximo de 60%). Segundo as relações mineralógicas observadas, a ordem de cristalização consiste em olivina > apatita + perovskita > diopsídio > magnetita >> carbonatos.



**Prancha 5.** Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do foscorito, nas quais: Ol – olivina; Prv – perovskita; Ap – apatita; Mgt – magnetita; Phl – flogopita; Ilm – ilmenita; Py – pirita; Zrk – zirkelita. (a) cristais de perovskita intercrescida com apatita. (b) destaque para os cristais de ilmenita, flogopita, pirita e zirkelita no contato dos cristais de perovskita e apatita.

#### 4.1.4 Sienito

O (S11) é composto, essencialmente, por feldspato potássico (ortoclásio), flogopita, magnetita, hematita, titanita e calcita. Apatita, plagioclásio (albita) e quartzo constituem minerais acessórios. É uma rocha de cor cinza claro composta essencialmente por ortoclásio e flogopita, cortada por vênulas e bolsões esbranquiçados de carbonatos. É uma rocha holocristalina, fanerítica, de estrutura compacta, granulação média à grossa, estrutura compacta, hipidiomórfica, com articulação entre os cristais irregular e textura megaporfírica.

A rocha é marcada por duas fases mineralógicas, sendo a primeira composta por cristais subedrais a euedrais de ortoclásio dispostos de maneira aleatória (ausência de direção preferencial dos cristais tabulares) junto a cristais anedrais a subedrais de flogopita. E a segunda fase marcada por veios de espessura muito fina (1 µm) a fina (10 µm) de carbonatos subedrais e veios espessos (1 mm) de flogopita anedral a subedral, dispostos paralelamente

segundo uma direção preferencial cortando a primeira fase (Prancha 6a, 6b e 6c).

A composição modal estimada visualmente consiste em 63% de ortoclásio, 34% de flogopita, 2% de magnetita e hematita, 1% de titanita e traços de apatita e quartzo. Os cristais de feldspato potássico são inequigranulares de granulação fina (100  $\mu\text{m}$ ), a grossa (fenocristais de até 5 mm), o que confere à rocha uma textura megaporfírica. São subedrais alongados (tabulares) e com contatos planares em geral. Alguns fenocristais apresentam geminação carlsbad (Prancha 6a).

A flogopita tende a apresentar pleocroísmo moderado a forte em tons variando desde amarelo claro, marrom esverdeado a marrom avermelhado. São cristais inequigranulares anedrais a subedrais tabulares com ou sem clivagem. Alguns apresentam alteração para hematita nas bordas ou planos de clivagem (Prancha 6d). Um cristal chega a atingir 3 mm de diâmetro, porém a granulação média é de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$ . Ocorrem nos interstícios dos cristais de feldspato potássico na forma de cristais anedrais de granulação média. Também ocorre na forma de agregados de cristais subedrais de granulação grossa e anedrais de granulação fina.

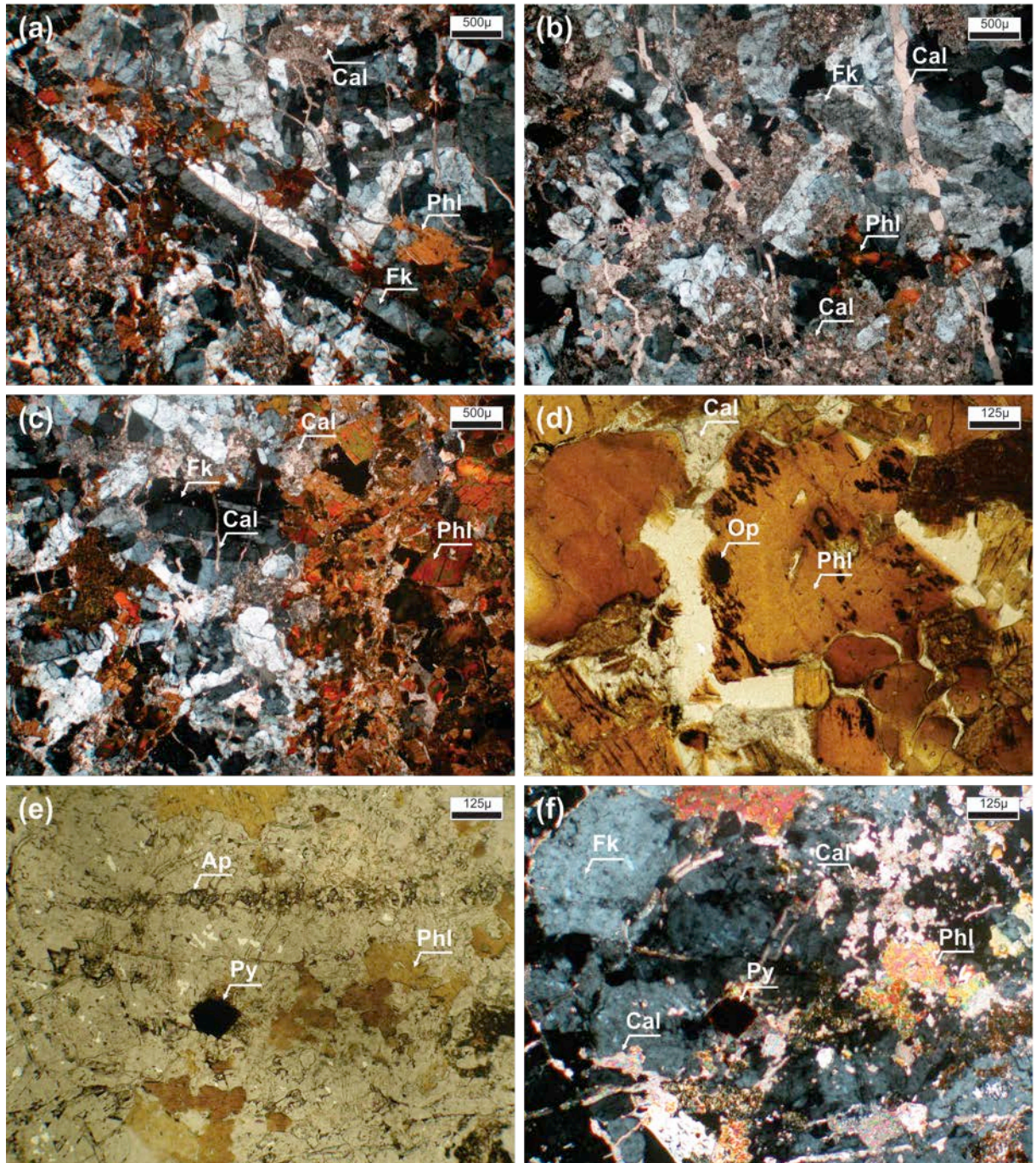
Os carbonatos ocorrem na forma de vênulas e veios que cortam toda a amostra, constituindo uma fase tardia (Pranchas 6a, 6b e 6c). Dentro dos veios apresentam-se como cristais subedrais alongados segundo o eixo do veio e de granulação fina a média (< 200  $\mu\text{m}$ ). Também aparecem como agregados finos microcristalinos em pequenos bolsões ou lentes. Os veios são paralelos entre si e os bolsões aparecem entre os veios, interligando-os ou não (Prancha 6c).

Os cristais de apatita são anedrais a, localmente, euedrais prismáticos de granulação fina. São equigranulares, com cerca de 50  $\mu\text{m}$  de comprimento em média, e ocorrem formando trilhas (Prancha 6e) que cortam os cristais de feldspato potássico.

Os opacos (magnetita, hematita e pirita) ocorrem especialmente associados aos veios de carbonatos, na forma de agregados pulvulentos (granulação muito fina, 10  $\mu\text{m}$ ). Também aparecem como cristais subedrais/euedrais em meio aos cristais de ortoclásio e flogopita. Alguns cristais euedrais cúbicos (500  $\mu\text{m}$ ) de pirita apresentam bordas avermelhadas caracterizadas pela perda de ferro (Prancha 6f). A titanita é incolor, equigranular e de granulação fina (100  $\mu\text{m}$ ). São cristais subedrais pseudolosangulares e ocorrem junto à flogopita.

Segundo as relações mineralógicas observadas, a ordem de cristalização desta rocha consiste em ortoclásio + flogopita > magnetita + titanita >> apatita + carbonatos. Esta rocha

aparenta ser o produto das reações de fenitização potássica das rochas silicáticas alcalinas.



**Prancha 6.** Fotomicrografias do sienito, nas quais: Fk – feldspato potássico (ortoclásio); Phl – flogopita; Cal – calcita; Op – opacos; Ap – apatita; Py – pirita. (a) fenocristal de ortoclásio com geminação carlsbad, em meio a massa de cristais menores de ortoclásio e flogopita, todos cortados por finas vênulas de carbonatos (nicóis cruzados, 2,5x). (b) veios paralelos compostos por cristais subedrais de carbonato e bolsões de agregados microcristalinos de carbonatos (nicóis cruzados, 2,5x). (c) nesta porção uma parte da lâmina é rica em cristais de ortoclásio e flogopita intersticial e outra parte é rica em cristais de flogopita anedral a subedral tabular, além dos bolsões e vênulas de carbonatos (nicóis cruzados, 2,5x). (d) cristais de flogopita com bordas alteradas para opacos, possivelmente hematita (nicóis paralelos, 10x). (e) veio de apatita cortando os feldspatos (nicóis paralelos, 2,5x). (f) detalhe da pirita cúbica com borda alterada para hematita (nicóis cruzados, 20x).

#### 4.1.5 Carbonatito

No carbonatito (C11) estão presentes como fase mineral principal a calcita, dolomita, apatita carbonática, flogopita e pirocloro. Como minerais acessórios são encontrados a magnetita, pirita, barita, perovskita, calcopirita e Th/U-pirocloro.

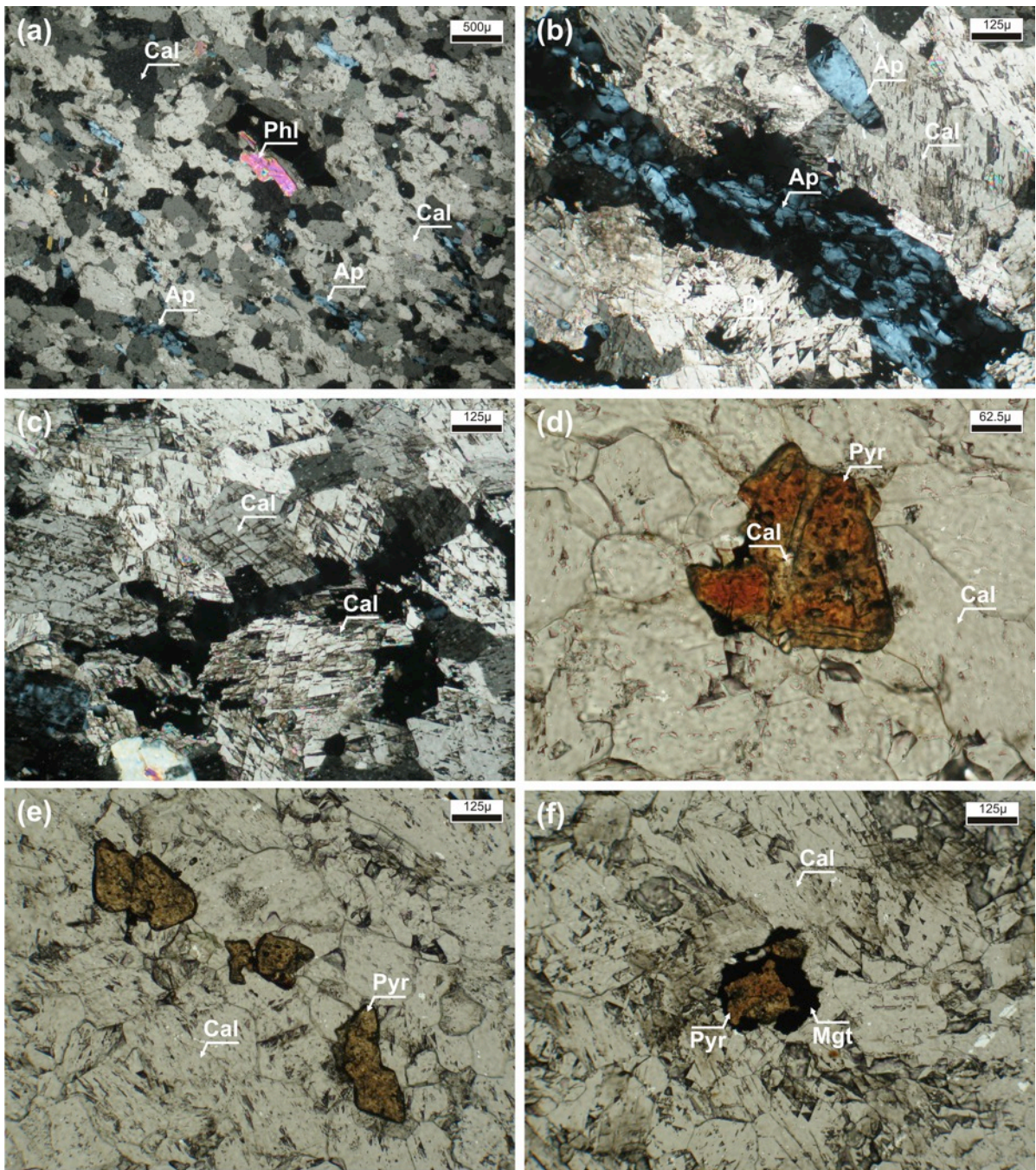
O carbonatito é uma rocha de coloração clara constituída essencialmente por calcita e dolomita, holocristalina, subfanerítica a fanerítica, de estrutura maciça e granulação fina a grossa, inequigranular, panxenomórfica, com articulação entre os cristais irregular e textura fluidal em uma direção preferencial, marcada pelo arranjo dos grãos inequigranulares de carbonatos e por lentes de apatita e trilhas de cristais prismáticos de apatita (Prancha 7a e 7b).

A composição modal estimada visualmente é de carbonatos (calcita e dolomita, 75%), apatita (18%), flogopita (6%), pirocloro (1%) e traços de magnetita, pirita, zirkelita, barita, perovskita, calcopirita e Th/U-pirocloro. Os cristais de carbonatos (calcita e dolomita; Prancha 7a e 7d) são equigranulares tabulares e de tamanho médio da ordem de 1 mm de comprimento. Em geral apresentam contatos retilíneos entre si e com os outros minerais. São incolores, subedrais e parte dos cristais apresentam clivagem romboédrica (Prancha 7c).

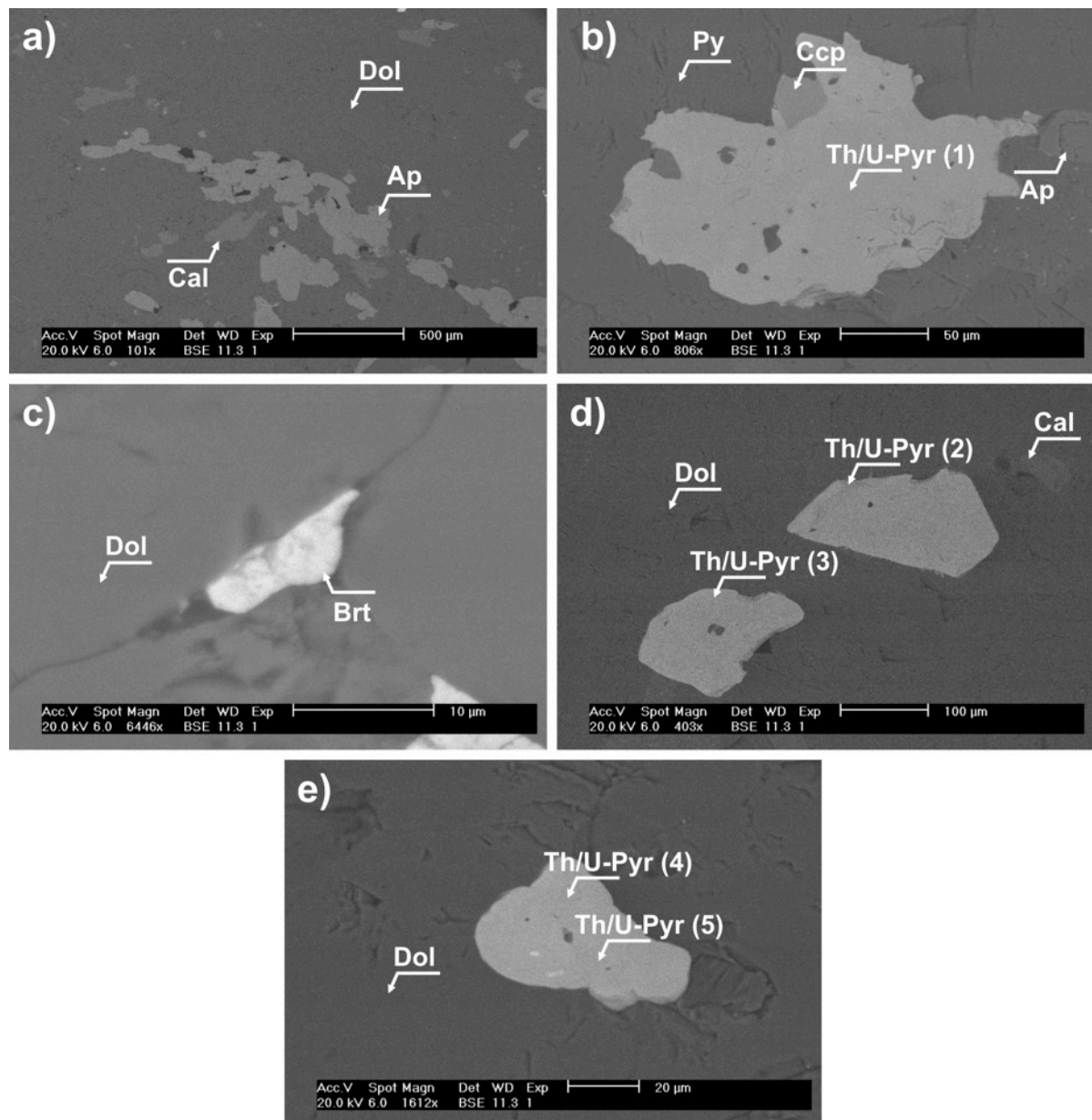
A flogopita aparece como cristais incolores, eudrais tabulares e com contatos retilíneos. O tamanho médio dos cristais é igual ou menor que 1 mm. Os cristais também encontram-se dispostos paralelos à foliação.

Os cristais de apatita são incolores e subedrais a eudrais prismáticos. Apresentam contatos planares e em média possuem granulação fina de 100 a 200  $\mu\text{m}$ . Aparecem formando trilhas ou lentes paralelas à foliação. Alguns cristais maiores atingem 1 mm e também são encontrados orientados segundo a foliação.

O pirocloro aparece como cristais subedrais a eudrais romboédricos, isotrópicos e de relevo extremo e granulação fina (cerca de 100  $\mu\text{m}$ ). Alguns cristais apresentam um zoneamento caracterizado pelo núcleo marrom escuro e bordas de cor amarelo claro, possivelmente associado a perdas no conteúdo de ferro (Prancha 7d). Existem duas variedades, uma de coloração amarelo claro e eudrais (Prancha 7e), e outra de coloração marrom escuro avermelhado e subedrais. Ambos os tipos apresentam inclusões de material carbonático muito fino. Alguns cristais aparecem envoltos por magnetita (Prancha 7f).



**Prancha 7.** Fotomicrografias do carbonatito, nas quais: Cal – calcita; Phl – flogopita; Ap – apatita; Pyr – pirocloro; Mgt - magnetita. (a) cristais de flogopita e lentes/trilhas de apatita em meio aos cristais de carbonatos, e que juntos definem uma foliação incipiente (nicóis cruzados, 2,5x). (b) detalhe de uma lente de apatita e de um cristal subhédrico de apatita orientados segundo a foliação (nicóis cruzados, 10x). (c) cristais de calcita apresentando clivagem romboédrica (nicóis cruzados, 2,5x). (d) cristal de pirocloro com zoneamento caracterizado pelo núcleo marrom avermelhado e bordas amareladas, além de inclusões de calcita (nicóis paralelos, 20x). (e) cristais euedrais romboédricos de pirocloro (nicóis paralelos, 10x). (f) cristal de pirocloro envolto por magnetita (nicóis paralelos, 10x).



**Prancha 8.** Imagens de microscopia eletrônica de varredura de elétron retroespalhado do carbonatito, nas quais: Cal – calcita; Dol – dolomita; Ap – apatita; Py – pirita; Ccp – calcopirita; Th/U-Pyr – pirocloro de Th e U; Brt – barita. (a) trilha de cristais de apatita entre os cristais de calcita e dolomita. (b) pirocloro de Th e U com inclusão de calcopirita e pirita. (c) destaque para a presença de barita entre os cristais de dolomita. (d) cristais de pirocloro de Th e U na massa de cristais de dolomita. (e) outra variedade de pirocloro de Th e U entre os cristais de dolomita.

Os cristais de magnetita são subedrais e formam trilhas interrompidas paralelas à foliação. Possuem granulação fina (até 50  $\mu\text{m}$ ). Através de MEV-EDS foi possível detectar a presença de cristais de pirocloro anedrais a subedrais de granulação fina (<150  $\mu\text{m}$ ) e com conteúdo diferenciado em tório e urânio (Prancha 8). Os cristais de pirita e calcopirita são subedrais, a primeira apresentando-se com granulação fina (entre 50 e 100  $\mu\text{m}$ ) e a segunda muito fina (20  $\mu\text{m}$ ), e ambas associadas aos cristais de pirocloro. A barita ocorre localmente e



intersticialmente aos carbonatos (Prancha 8) na forma de cristais anedrais de granulação muito fina ( $<10 \mu\text{m}$ ).

O arranjo dos cristais de calcita e das lentes e trilhas de cristais de apatita, paralelos à foliação incipiente foi produzida possivelmente por um fluxo viscoso durante a cristalização. De acordo com as relações mineralógicas observadas a ordem de cristalização desta rocha é calcita + apatita + flogopita > pirocloro > magnetita.

## 4.2 Geoquímica das rochas

Os resultados das análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das rochas de Tapira, bem como os dados do condrito C1 utilizados para normalização dos elementos traços, encontram-se na Tabela 6. A composição química dos elementos maiores e menores está diretamente relacionada ao conteúdo mineralógico das rochas, verificado através das análises por DRX, MEV e petrografia (Apêndice A, B e Seção 4.1, respectivamente).

As amostras B11, B21, F11 e S11 são classificadas como peralcalinas ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , índice de alumina saturação – IAS  $< 1$ ), neste caso, a fração de sódio que por falta de alumina não forma a albita, entra na formação de minerais máficos sódicos, tais como piroxênio e anfibólio.

A composição dos elementos maiores e menores (Figura 13) varia de acordo com o litotipo, ou seja, os bebedouritos (tipos 1 e 2) e o foscorito são rochas ultrabásicas (conteúdo em  $\text{SiO}_2$  entre 40 – 42%) com baixas quantidades de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 13B) com relação a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  (Figura 13C, E e F, respectivamente), sendo os valores de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Figura 13A e I) mais elevados que no carbonatito, no qual o  $\text{CaO}$  domina largamente sobre os outros óxidos (Figura 13F). Os bebedouritos (tipos 1 e 2) e o foscorito são rochas bastante empobrecidas em  $\text{Na}_2\text{O}$  (Figura 13G) e com conteúdo variado em  $\text{K}_2\text{O}$  (Figura 13H), que por sua vez depende da quantidade de flogopita na amostra.

O carbonatito também pode ser classificado como uma rocha ultrabásica, porém ele se diferencia das outras rochas por apresentar um conteúdo em  $\text{SiO}_2$  que não ultrapassa 7% e um valor de LOI superior com cerca de 30% (Figura 13L) que está diretamente associado ao maior conteúdo em carbonatos, portanto  $\text{CO}_2$  (Figura 13F).

O sienito diferencia-se por apresentar o conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  próximo ao de  $\text{CaO}$  (Figura 13B e F) e maior que o de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  (Figura 13C e E), além de valores mais acentuados

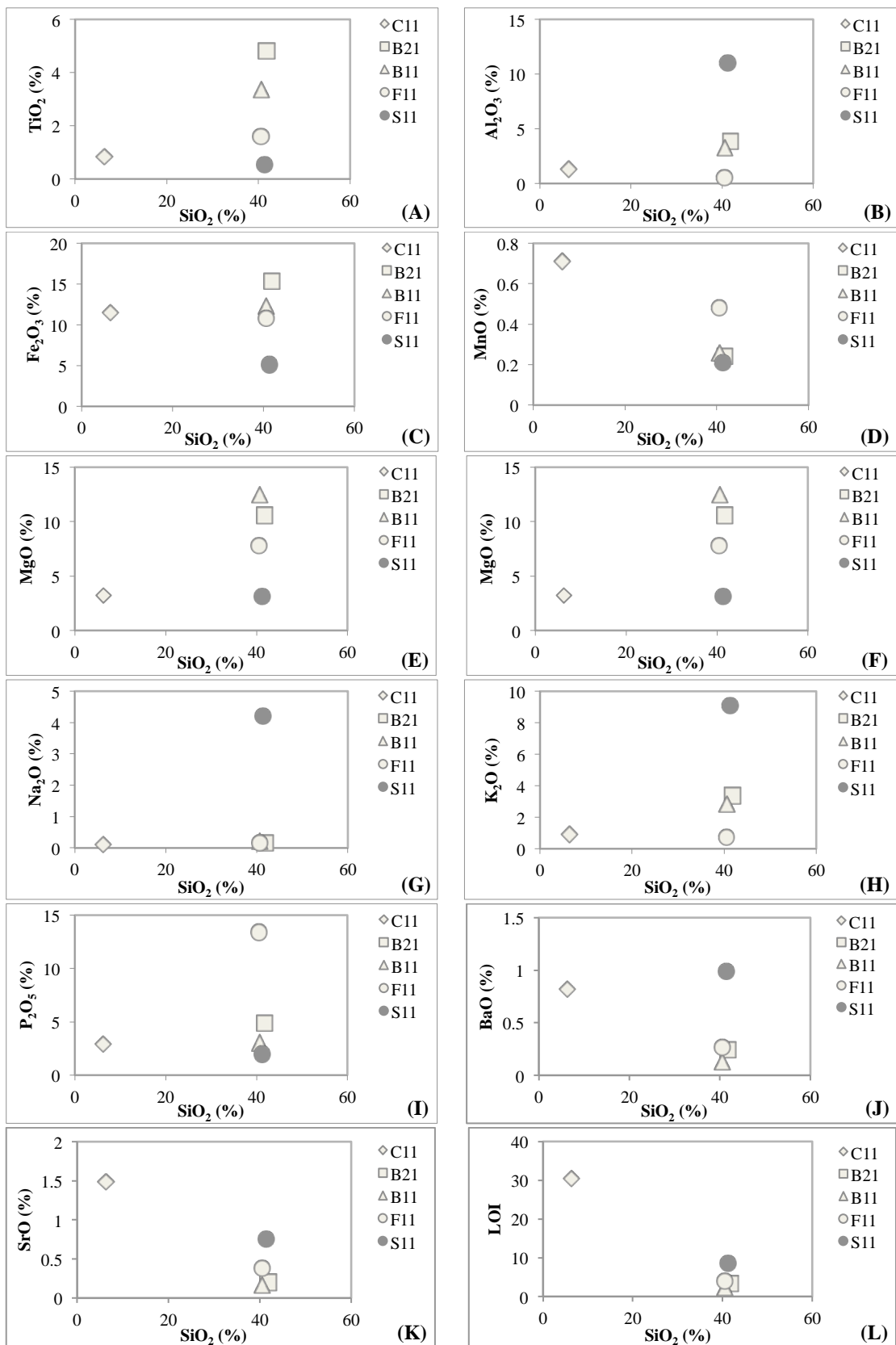
de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O (Figura 13G e H) de 4,21% e 9,1%, respectivamente, fato atribuído ao conteúdo de plagioclásio (albita) e feldspato potássico (ortoclásio) da amostra.

**Tabela 6.** Análise química dos elementos maiores, menores e traços nas rochas de Tapira.

(%)	C11	B21	B11	F11	S11	CC1**
<b>SiO<sub>2</sub></b>	6.33	41.8	40.6	40.5	41.3	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.84	4.81	3.37	1.62	0.53	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.33	3.87	3.3	0.55	11	
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11.5	15.4	12.3	10.8	5.14	
<b>MnO</b>	0.71	0.24	0.26	0.48	0.21	
<b>MgO</b>	3.22	10.6	12.5	7.77	3.15	
<b>CaO</b>	38.6	10.2	18.9	18.5	12.3	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.13	0.15	0.21	0.16	4.21	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.92	3.37	2.83	0.77	9.1	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	2.91	4.9	3.04	13.4	1.95	
<b>BaO</b>	0.82	0.24	0.13	0.27	0.99	
<b>SrO</b>	1.49	0.2	0.16	0.39	0.75	
<b>LOI*</b>	30.5	3.44	2.34	4.1	8.62	
<b>Σ</b>	99.3	99.22	99.94	99.31	99.25	
<b>(ppm)</b>						
<b>Cs</b>	0.5	1.0	1.1	0.2	1.4	0.188
<b>Pb</b>	9.4	3.3	1.3	2.7	6.7	2.470
<b>Rb</b>	4.0	71.0	56.3	14.2	99.6	2.320
<b>Ba</b>	17814	1799	645	468	9764	2.410
<b>Th</b>	262.4	8.6	36.5	340.5	19.7	0.029
<b>U</b>	30.5	8.1	8.1	68.9	6.4	0.008
<b>Ta</b>	13.9	9.6	15.3	52.2	1.6	0.014
<b>Nb</b>	663.7	302.0	507.4	827.7	97.8	0.246
<b>La</b>	3225.1	300.8	218.2	343.4	355.7	0.237
<b>Ce</b>	7486.1	494.5	516.5	951.8	777.2	0.612
<b>Sr</b>	4144.6	2159.7	1279.5	3738.6	4469.6	7.260
<b>Nd</b>	2677.3	179.4	238.5	510.4	298.4	0.467
<b>Sm</b>	340.98	29.88	34.14	70.64	36.35	1220.0
<b>Zr</b>	1276.9	416.9	1405.8	2548.3	881.5	0.153
<b>Ti</b>	41579.2	28817.9	20190.5	9705.8	3175.4	3.870
<b>Y</b>	328.5	45.7	38.7	56.2	31.2	445.0

*LOI\**: Loss on Ignition; perda ao fogo

*CC1\*\**: condrito C1 (Sun & McDonough, 1989)



**Figura 13.** Diagramas do tipo Harker, com óxidos versus SiO<sub>2</sub>, mostrando a composição química dos elementos maiores e menores (% em peso) das rochas de Tapira.

Os resultados das análises químicas dos elementos terras raras nas rochas de Tapira, bem como os dados da média dos condritos C1 utilizados para normalização, encontram-se na Tabela 7. A assinatura química das amostras de rochas de Tapira também é influenciada pela presença de determinados elementos traços e terras raras (Tabelas 6 e 7, respectivamente), associados tanto à minerais essenciais como aos minerais acessórios presentes nestas rochas. A amostra B11 apresenta minerais importantes que carregam (pirocloro, monazita) ou são potenciais carregadores (carbonatos, barita, óxidos e hidróxidos de ferro e titânio) de elementos traços e ETR's.

**Tabela 7.** Análise química dos elementos terras raras nas rochas de Tapira.

(ppm)	C11	B21	B11	F11	S11	CC1*
<b>La</b>	3225.1	300.8	218.2	343.4	355.7	0.2446
<b>Ce</b>	7486.1	494.5	516.5	951.8	777.2	0.6379
<b>Pr</b>	730.85	49.39	60.46	123.42	83.37	0.0964
<b>Nd</b>	2677.3	179.4	238.5	510.4	298.4	0.4738
<b>Sm</b>	340.98	29.88	34.14	70.64	36.35	0.1540
<b>Eu</b>	93.06	9.53	9.63	19.26	9.50	0.0580
<b>Gd</b>	238.39	26.74	25.07	49.18	23.96	0.2043
<b>Tb</b>	25.40	2.91	2.57	5.12	2.19	0.0375
<b>Dy</b>	108.15	15.06	12.87	22.93	10.66	0.2541
<b>Ho</b>	15.37	2.23	1.81	3.03	1.40	0.0567
<b>Er</b>	32.56	4.58	4.07	5.93	3.09	0.1660
<b>Tm</b>	3.82	0.38	0.36	0.56	0.27	0.0256
<b>Yb</b>	21.68	2.50	2.98	3.62	2.36	0.1651
<b>Lu</b>	2.07	0.19	0.27	0.30	0.23	0.0254
<b>(ΣETR)cn</b>	45071	3626	3561	6657	4862	-
<b>(La/Eu)cn</b>	8	7	5	4	9	-
<b>(Gd/Lu)cn</b>	14	17	12	20	13	-
<b>(La/Lu)cn</b>	162	164	84	119	161	-
<b>Eu/Eu*</b>	1.00	1.03	1.01	1.00	0.98	-

CC1\*: média dos condritos C1 (Evensen et al., 1978)

cn: normalizado pelo condrito

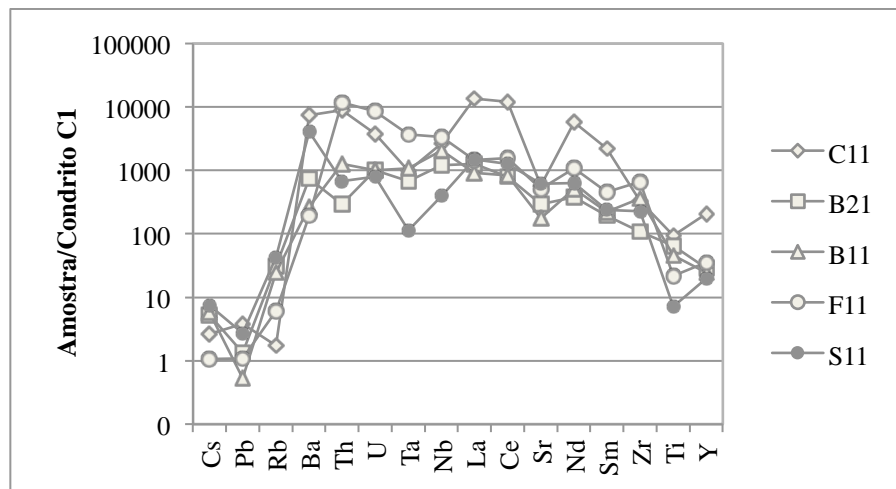
A presença de titanita e perovskita na amostra B21 faz com que o conteúdo em TiO<sub>2</sub> nesta seja ligeiramente maior que em B11 (Figura 13A). Além disso, está presente nesta amostra a clorita, como mineral acessório associado à alteração dos cristais de diopsídio e flogopita, e que faz com que esta amostra apresente valores mais acentuados em ferro e alumínio.

Os minerais acessórios de F11, ilmenita, pirocloro, flogopita, pirita e zirkelita, também são portadores ou potenciais portadores de elementos traços e ETR's. Em C11 o conteúdo mais acentuado em elementos traços e ETR's está diretamente associado aos minerais

primários essenciais e, dentre os minerais acessórios portadores de elementos traços, em especial Th, U, Ta e Nb, e potenciais portadores de ETR's, estão a magnetita, pirita, barita, perovskita, calcopirita e Th/U-pirocloro.

O mineral primário portador de ETR's na amostra S11 é a apatita, enquanto o plagioclásio (albita, que confere à esta amostra teores mais elevados em Na<sub>2</sub>O; Figura 13G) e a presença de quartzo, ambos na forma de minerais acessórios, são fatores que diferenciam esta rocha das demais tanto do ponto de vista mineralógico como geoquímico.

Conforme é possível observar na Figura 14, as amostras de rocha fresca dos bebedouritos (tipo 1 e 2), foscorito, sienito e carbonatito, exibem uma tendência de enriquecimento em elementos de elevado potencial iônico (high field strength elements – HFSE) com exceção do Ta. Estas amostras são caracterizadas, em geral, por anomalias positivas de U, Th, e Nb, elementos terras raras leves (ETRL), Zr e Y, e empobrecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (large-ion lithophile elements – LILE), ou seja, anomalias negativas de Cs, Pb e Rb com relação aos outros elementos.

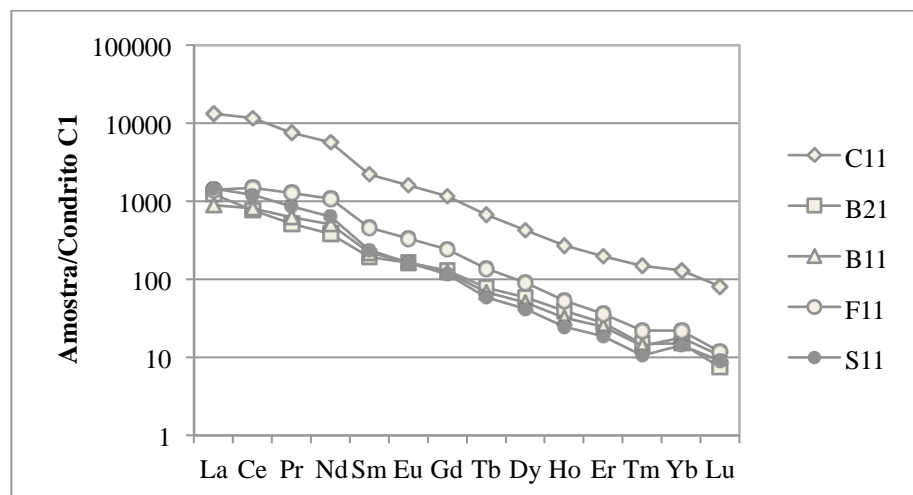


**Figura 14.** Diagrama multielementar com o padrão de distribuição de elementos traços (ppm) nas rochas de Tapira. Os dados foram normalizados pelo condrito C1 (Sun & McDonough, 1989).

Brod et al. (2013) analisaram os valores de pares de elementos traços nas séries silicáticas e carbonáticas, e notaram que os valores, que tipicamente estão associados e apresentam enriquecimento ou empobrecimento conjunto, seguem em direções opostas, apresentando portanto anomalias distintas nos diagramas multielementares. Além disso, os autores observaram um forte empobrecimento em Ta nas amostras da série carbonatítica, fatores que evidenciam o processo de imiscibilidade de líquidos. Porém, ao analisar o par de

elementos Nb-Ta na Figura 14, é possível notar que estes apresentam o mesmo comportamento tanto para os bebedouritos como para o carbonatito e que o carbonatito apresenta um empobrecimento em Ta compatível com as anomalias negativas observadas nas rochas da série silicática.

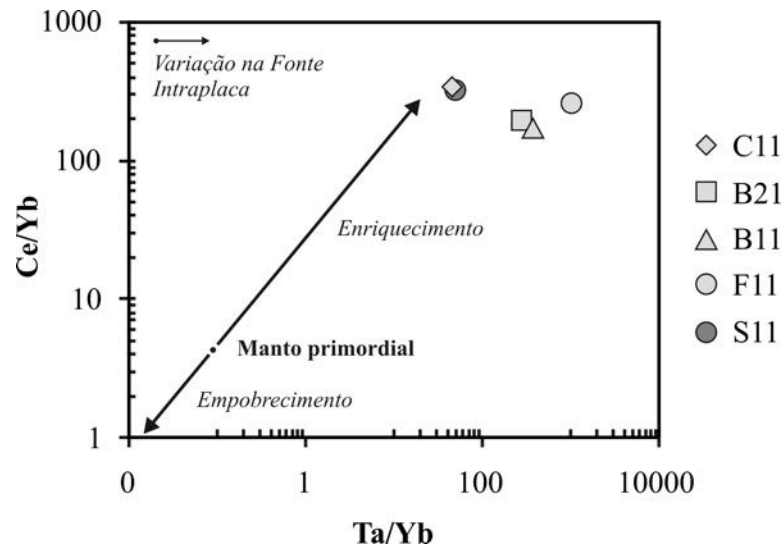
As amostras de rocha fresca apresentam um padrão de fracionamento íngreme, caracterizado pelo contínuo empobrecimento relativo em elementos terras raras (ETR's) (Figura 15) e pela razão  $La/Lu_{cn} = 138 \pm 36$ , os quais indicam o forte fracionamento das amostras. Os ETRL apresentam um leve decréscimo nas concentrações do La ao Eu ( $La/Eu_{cn} = 7 \pm 2$ ), enquanto os elementos terras raras pesados (ETRP) apresentam um empobrecimento mais acentuado do Gd ao Lu ( $Gd/Lu_{cn} = 15 \pm 4$ ). Todos os padrões de distribuição de ETR's das amostras de rocha fresca são caracterizadas pela ausência de anomalias de Eu ( $Eu/Eu^* = 1.00 \pm 0.02$ ) (Figura 15).



**Figura 15.** Diagrama multielementar com o padrão de distribuição de elementos terras raras nas rochas de Tapira. Os dados foram normalizados pela média dos condritos C1 (Evensen et al., 1978).

O carbonatito se destaca entre as amostras de rocha fresca, pois, apesar de apresentar o mesmo padrão de distribuição, possui teores mais elevados em ETR's ( $\Sigma ETR_{cn} = 45071$ ), quando comparado às outras amostras ( $\Sigma ETR_{cn} = 4677 \pm 1449$ ). Os bebedouritos tipo 1 e 2, foscorito e sienito apresentam os mesmos padrões de fracionamento de ETR's, inclusive na mesma ordem de magnitude, devido a uma possível fonte magmática de origem em comum para estas rochas, sendo os bebedouritos e foscoritos das fases iniciais de cristalização do magma alcalino, e o sienito o produto das fases finais e decorrente da fenitização potássica das rochas silicáticas alcalinas, conforme indicado anteriormente pela análise petrográfica.

O magmatismo que deu origem ao complexo alcalino-carbonatítico de Tapira pode ser avaliado através do diagrama petrogenético Ce/Yb versus Ta/Yb. As rochas de Tapira situam-se no campo de enriquecimento quanto ao manto primordial e remetem à fusão parcial substancial de um protólito situado no manto litosférico subcontinental enriquecido em elementos incompatíveis (Figura 16).



**Figura 16.** Diagrama petrogenético Ce/Yb versus Ta/Yb. Tendências evolutivas segundo Pearce (1982).

As amostras dos bebedouritos tipos 1 e 2 (B11 e B21), foscorito e carbonatito, exibem deficiências relativas em K e Rb, elementos que provavelmente saíram do sistema e foram concentrados em veios e/ou material explosivo, portanto não mais presentes no manto. Knesel et al. (2011) ao estudar o vulcanismo na Província Borborema, nordeste do Brasil, sugerem que a origem dos magmas da Província Ignea do Alto Paranaíba, esteja associada à fusão da litosfera metassomatizada enriquecida com características EM1 (moderadas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e baixas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). Além disso, as rochas de Tapira apresentam um enriquecimento nos elementos incompatíveis Nd, U e Th, concordante com características de reservatórios mantélicos enriquecidos.

## 5. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DO MANTO DE INTEMPERISMO DO COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍFICO DE TAPIRA

### 5.1 Mineralogia do manto de intemperismo

As fases minerais presentes no manto de intemperismo do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira foram identificadas por Difração de Raios X e estão resumidas na Tabela 8. Os símbolos utilizados para os minerais nos difratogramas são baseados nos trabalhos de Kretz (1983) e Spear (1993) e encontram-se resumidos na Lista de Símbolos. Infelizmente, não foi constatada a presença de minerais supérgenos portadores de potássio, como hollandita, criptomelana, romanequita, todorokita, etc., que possibilitassem submeter as amostras da cobertura intempérica à análise geocronológica pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

**Tabela 8.** Fases minerais encontradas no manto de intemperismo de Tapira.

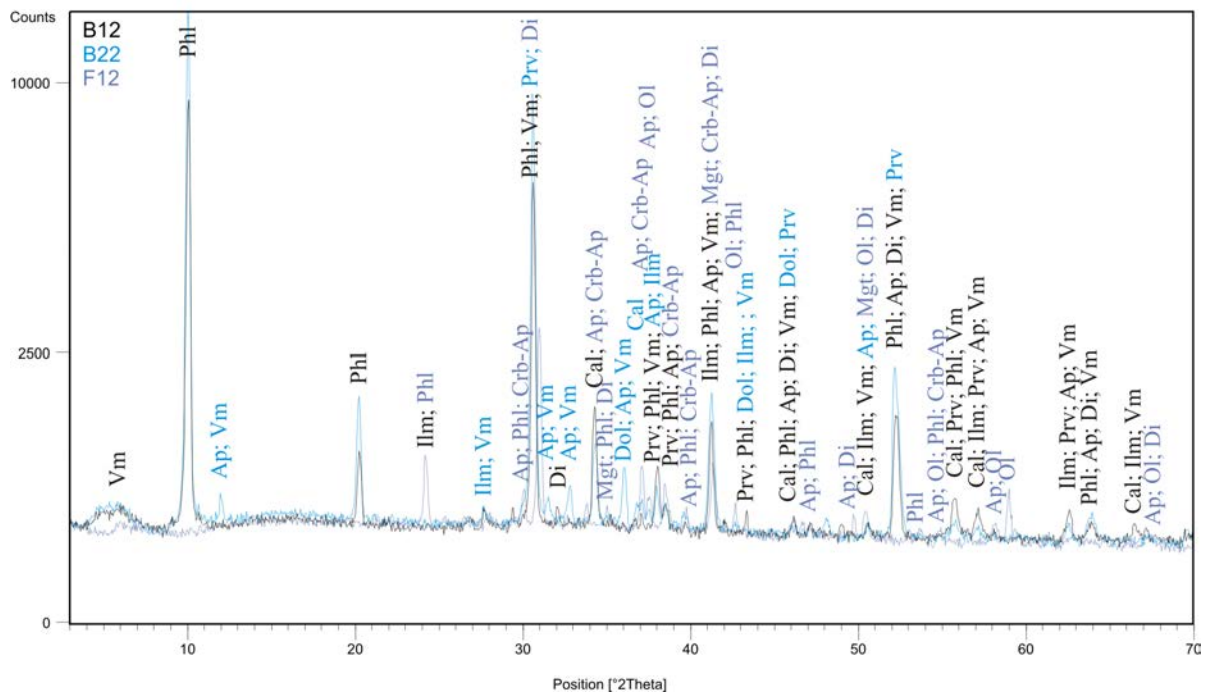
Horizontes	Minerais principais	Minerais acessórios
<b>Cobertura Superficial</b>	Caulinita, gibbsita, quartzo e tridimita	Crandallita
<b>Cobertura Profunda</b>	Caulinita, goethita e anatásio	Kobeita, crandallita, hendricksita, eylettersita, montmorillonita e illita
<b>Zona de Titânio</b>	Caulinita, goyazita, anatásio e goethita	Magnetita e titanomagnetita
<b>Zona de Fosfato</b>	Apatita, anatásio, britholita, monetita, taranakita	Rectorita, magnesioferrita, hematita, magnetita
<b>Zona de Fosfato Pobre</b>	Flogopita, apatita, ilmenita, diopsídio e perovskita	Vermiculita, olivina, magnetita, calcita e dolomita

A zona de fosfato pobre possui praticamente a mesma composição mineralógica das rochas frescas dos bebedouritos tipo 1 e 2 e foscorito (Figura 17). Este intervalo é composto essencialmente por flogopita, hidroxiapatita (B12), apatita de estrôncio (B22), fluorapatita e apatita carbonática (F12), ilmenita, diopsídio e perovskita, e pelos minerais acessórios olivina, magnetita, vermiculita, calcita e dolomita. Além disso, este intervalo do manto de intemperismo é marcado pela transformação de flogopita em vermiculita.

Os difratogramas das amostras da zona de fosfato pobre (Figura 17), referentes aos perfis dos bebedouritos tipo 1 e 2 (B12 e B22), são praticamente similares e podem ser diferenciadas com relação ao conteúdo em diopsídio e dolomita, o primeiro presente em B12 e o segundo em B22, e ao tipo de apatita presente, ou seja, hidroxiapatita e apatita de estrôncio em B12 e B22, respectivamente. Dentre as amostras da zona de fosfato pobre, a amostra coletada no perfil do foscorito se diferencia das demais pelo conteúdo em magnetita e

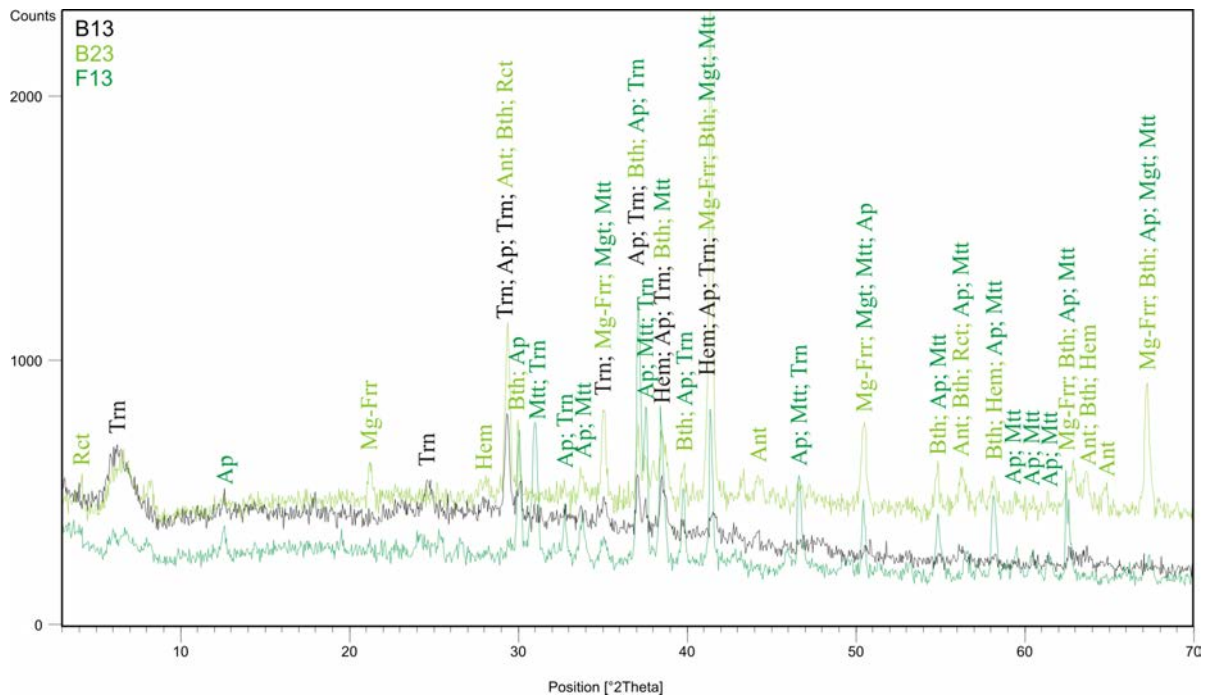


olivina, minerais herdados da rocha fonte, e pela presença de fluorapatita e apatita carbonática. Este intervalo é marcado pela concentração relativa inicial em minerais de fosfato, devido à alteração de outros minerais como diopsídio e flogopita, e pela preservação das estruturas da rocha fonte.



**Figura 17.** Difratogramas das amostras da zona de fosfato pobre.

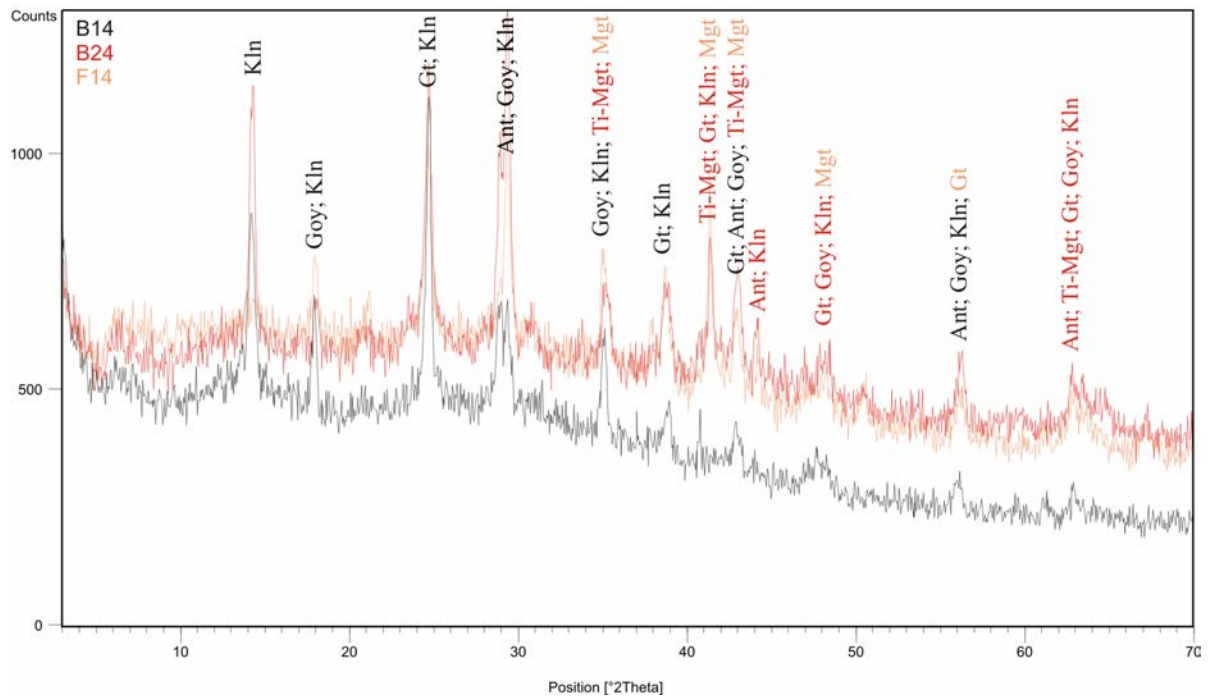
As amostras da zona de fosfato foram coletadas nos perfis dos bebedouritos tipo 1 e 2 e do foscorito, em geral apresentam difratogramas similares (Figura 18) e caracterizam um intervalo no qual o fósforo é concentrado em minerais da família da apatita e taranakita principalmente. O mineral mais abundante na zona de fosfato é a apatita, na forma de fluorapatita e hidroxiapatita, ocorrendo também anatásio, britholita, monetita, e taranakita, na fase principal, e rectorita, magnesioferrita, hematita e magnetita, como minerais acessórios. A amostra B13 diferencia de B23 pela presença de fluorapatita e taranakita, enquanto a última apresenta britholita, magnesioferrita e rectorita, sendo hematita e anatásio minerais comuns às duas amostras. A amostra F13 apresenta magnetita e fosfatos diversos, sendo eles a fluorapatita, hidroxiapatita, taranakita e monetita (Figura 18).



**Figura 18.** Difratomogramas das amostras da zona de fosfato.

Os difratogramas das zonas de fosfato pobre e de fosfato, referentes aos perfis dos bebedouritos apresentam algumas diferenças com relação ao perfil do foscorito, isso ocorre devido à composição mineralógica da rocha fonte, sendo que nestes intervalos os minerais primários ainda não foram totalmente desintegrados ou transformados, sendo que parte deles ainda preserva sua identidade.

A composição mineralógica da zona de titânio consiste principalmente em caulinita, goyazita, anatásio e goethita, sendo que ocorrem ainda, como minerais acessórios, a magnetita e a titanomagnetita. Este intervalo, no qual se encontra a mineralização de titânio, é caracterizado pela concentração dos minerais portadores de titânio, anatásio e magnetita de titânio, perda de cálcio das apatitas e transformação destas para fosfatos aluminosos da família da goyazita e neoformação de caulinita. É possível notar que este intervalo é marcado por uma maior similaridade dos difratogramas (Figura 19) nos diferentes perfis (bebedouritos tipo 1, tipo 2 e foscorito), decorrente da transformação das rochas fontes e obliteração quase que total das características mineralógicas e morfológicas iniciais observadas nas amostras da base dos respectivos perfis.

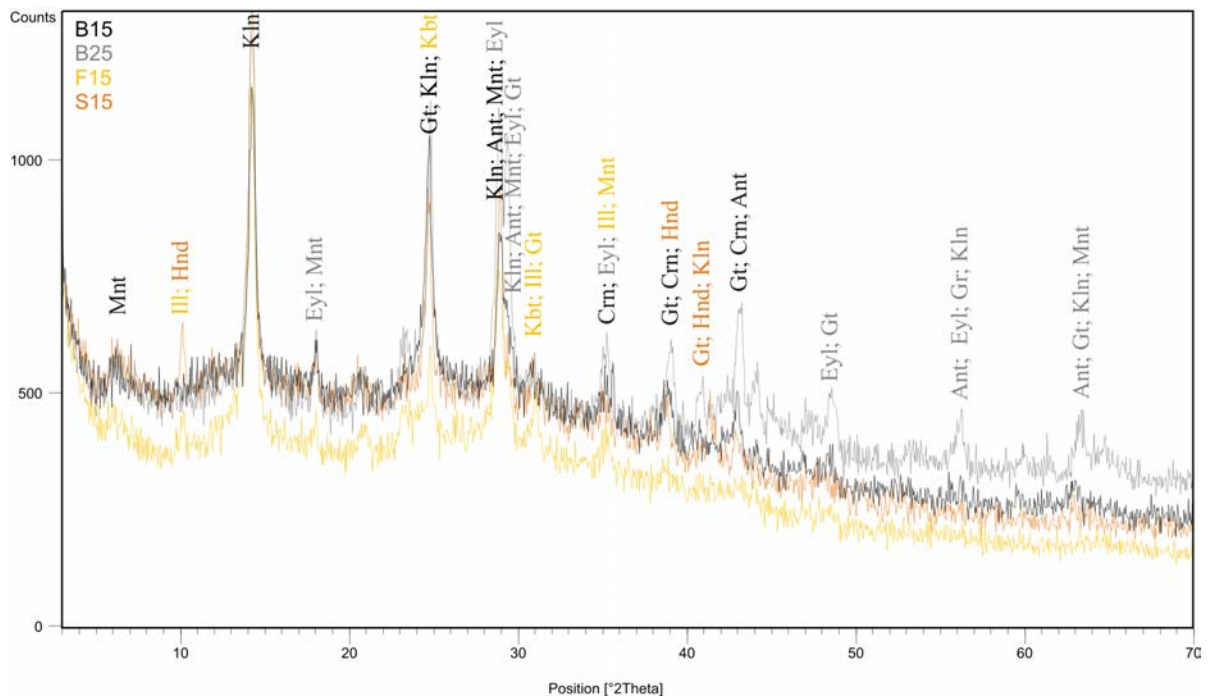


**Figura 19.** Difratomogramas das amostras da zona de titânio.

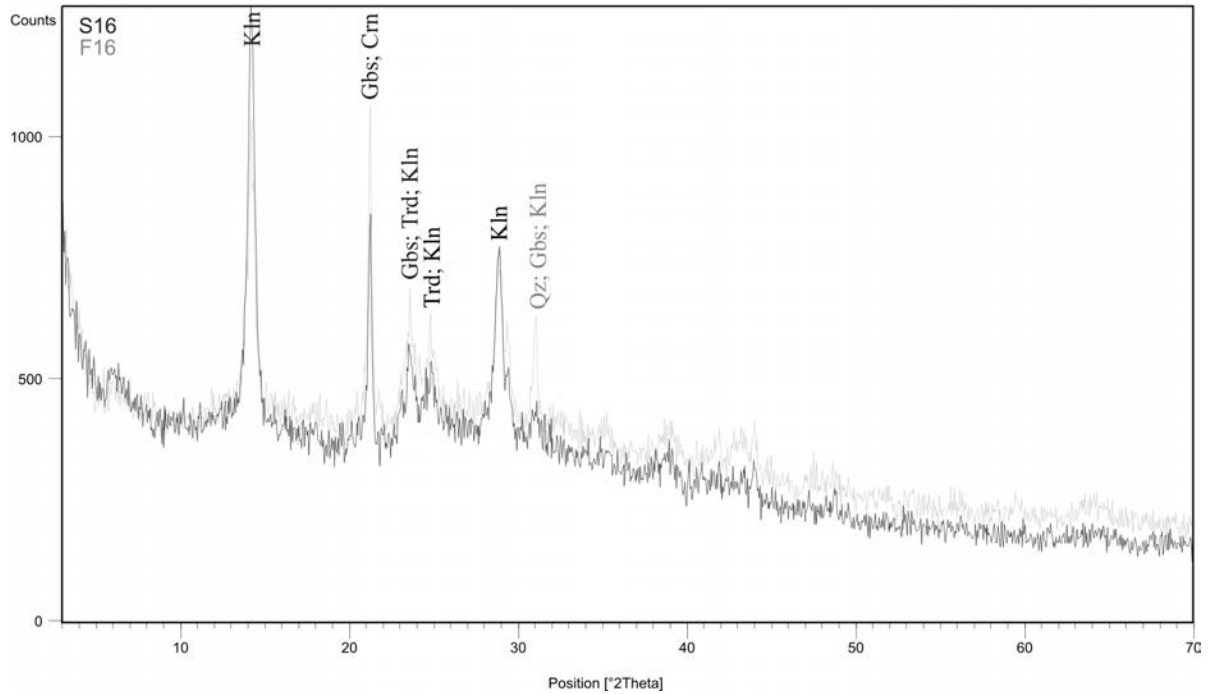
O intervalo denominado cobertura profunda foi coletado nos perfis dos bebedouritos tipo 1 e 2, foscorito e sienito e é composto, principalmente, por caulinita, goethita e anatásio. Os minerais acessórios consistem em kobeita, crandallita, hendricksita, eylletersita, montmorillonita e illita, conforme é possível observar nos difratogramas da Figura 20. O mineral eylletersita aparece na amostra do perfil do bebedourito tipo 2 (B25), enquanto a amostra de foscorito (F15) diferencia-se das demais por apresentar kobeita e illita, e a amostra do sienito hendricksita.

As amostras do último intervalo, que ocorre no topo do manto de intemperismo e é denominado cobertura superficial, foram coletadas nos perfis do foscorito e do sienito (Figura 21). A caulinita é o principal mineral constituinte da cobertura superficial de Tapira, seguida por gibbsita, quartzo e tridimita (ou sílica criptocristalina), além de crandallita como mineral acessório. É possível notar a grande similaridade dos difratogramas, mesmo nos diferentes perfis, o que indica um avançado grau de intemperismo nesta zona, que gerou a destruição das feições originais das rochas e homogeneização da composição mineralógica.

A presença de tridimita pode ser considerada como um indicativo de que as amostras da cobertura superficial, provavelmente, sofreram uma contribuição de um material alóctone, possivelmente proveniente das rochas encaixantes.



**Figura 20.** Difratomogramas das amostras da cobertura profunda.



**Figura 21.** Difratomogramas das amostras da cobertura superficial.

## 5.2 Geoquímica do manto de intemperismo

A composição química de elementos maiores, menores, traços e terras raras foi analisada em quatro perfis diferentes, localizados sobre as rochas do bebedourito 1, bebedourito 2, foscorito e sienito, respectivamente. Os dados da análise química dos elementos maiores, menores e traços, bem como do padrão de referência (condrito C1) para normalização dos elementos traços, estão apresentados na Tabela 9. Os elementos maiores e menores foram plotados em diagramas do tipo Harker (Figura 22), com óxidos versus  $\text{TiO}_2$ , visando a análise do comportamento das amostras conforme os intervalos do manto de intemperismo.

Quimicamente a zona de fosfato pobre (círculos na Figura 22) é caracterizada por um ligeiro aumento nos teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  e diminuição de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , com relação à base dos respectivos perfis (Seção 5.2). Este intervalo é marcado pela concentração incipiente e relativa de apatita, portanto de  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

O enriquecimento em  $\text{P}_2\text{O}_5$  e ligeiro aumento em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e  $\text{CaO}$  (triângulos na Figura 23A, B, C, E e F, respectivamente) na zona de fosfato é decorrente da concentração, principalmente, em apatita, e neoformação de britholita, monetita e taranakita nesta zona, bem como da presença de anatásio na fase principal, e de rectorita, magnesioferrita, hematita e magnetita, como minerais acessórios.

Quimicamente este intervalo é caracterizado como uma zona onde a grande maioria dos cristais de apatita perderam parte do Ca, porém ainda preservam sua identidade, e uma pequena quantidade foi transformada em Al-fosfatos e Al-fosfatos hidratados.

A zona de titânio apresenta um enriquecimento acentuado em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (quadrados na Figura 22A, B e C) decorrente da composição mineralógica das amostras, composta, essencialmente por caulinita, goyazita, anatásio e goethita. Os baixos teores de  $\text{CaO}$  (quadrados na Figura 22E) nesta zona refletem a ausência de apatitas nestas amostras, com o fósforo sendo incorporado pelas goyazitas neoformadas.

**Tabela 9.** Análise química dos elementos maiores, menores e traços no manto de intemperismo de Tapira.

Zona (%)	Zona de Fosfato Pobre			Zona de Fosfato			Zona de Titânio		
	F12	B12	B22	F13	B13	B23	B24	B14	F14
SiO <sub>2</sub>	28.1	24	29.1	15.1	13.4	18.71	10.2	13.8	12.21
TiO <sub>2</sub>	2.76	2.59	7.38	4.01	6.26	7.2	18.6	14	17.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	4	3.85	4.16	7.27	7.11	12.5	15.3	16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.6	15.7	21.4	19.6	29.5	32.1	40.5	35.4	35.6
MnO	0.25	0.24	0.39	0.3	0.19	0.46	0.71	0.6	0.82
MgO	0.72	13.2	7.49	1.5	1.11	2.11	0.1	0.1	0.14
CaO	27	18.9	15.9	30.6	21.3	19.3	0.51	1.21	0.78
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
K <sub>2</sub> O	0.1	0.47	2.25	0.26	0.1	0.24	0.1	0.1	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14.7	6.01	5.98	21	8.75	7.7	4.17	4.73	4.8
BaO	0.2	0.17	0.31	0.21	0.7	0.35	0.77	1.81	1
SrO	0.39	0.31	0.25	0.45	0.7	0.27	0.33	2.2	0.6
LOI*	5.79	13.3	4.99	2.15	9.8	3.8	10.6	9.9	8.77
Σ	98.81	98.99	99.39	99.44	99.18	99.45	99.19	99.25	99.12
(ppm)									
Cs	<0.1	0.9	1.0	0.3	2.1	<0.1	0.2	<0.1	0.3
Pb	5.8	2.7	14.9	9.6	8.2	4.0	17.2	3.0	9.9
Rb	3.3	20.5	113.8	12.2	32.7	11.3	1.1	2.0	0.7
Ba	339	855	1013	602	5159	658	4982	12718	5109
Th	211.4	112.9	22.2	73.3	303.7	50.6	40.0	127.2	161.1
U	18.2	23.5	14.5	60.0	66.0	26.4	38.8	67.4	121.1
Ta	30.4	11.1	16.6	15.6	55.9	46.0	29.8	20.3	25.8
Nb	506.2	484.8	455.5	206.6	1125.1	720.6	782.7	543.7	607.3
La	356.7	284.7	449.8	630.1	1354.8	1122.5	940.0	1047.6	1330.4
Ce	901.1	598.3	812.9	1467.0	2393.2	2162.3	1676.2	2197.0	2820.5
Sr	2899.4	2180.9	2185.9	3221.2	5528.8	1496.3	3447.3	17576.2	5795.5
Nd	455.4	249.4	294.8	702.6	1307.8	836.7	605.6	970.2	1158.8
Sm	59.60	34.54	46.08	91.19	153.12	119.31	90.24	133.14	151.96
Zr	695.7	898.7	1113.6	2829.0	1201.5	659.6	5195.2	5823.9	1534.4
Ti	7728.7	15517.3	44215.3	8088.2	74890.5	111437.0	103049.3	37505.2	95260.7
Y	52.4	42.3	68.4	95.6	135.8	109.3	176.9	231.7	134.5

LOI\*: Loss on Ignition; perda ao fogo

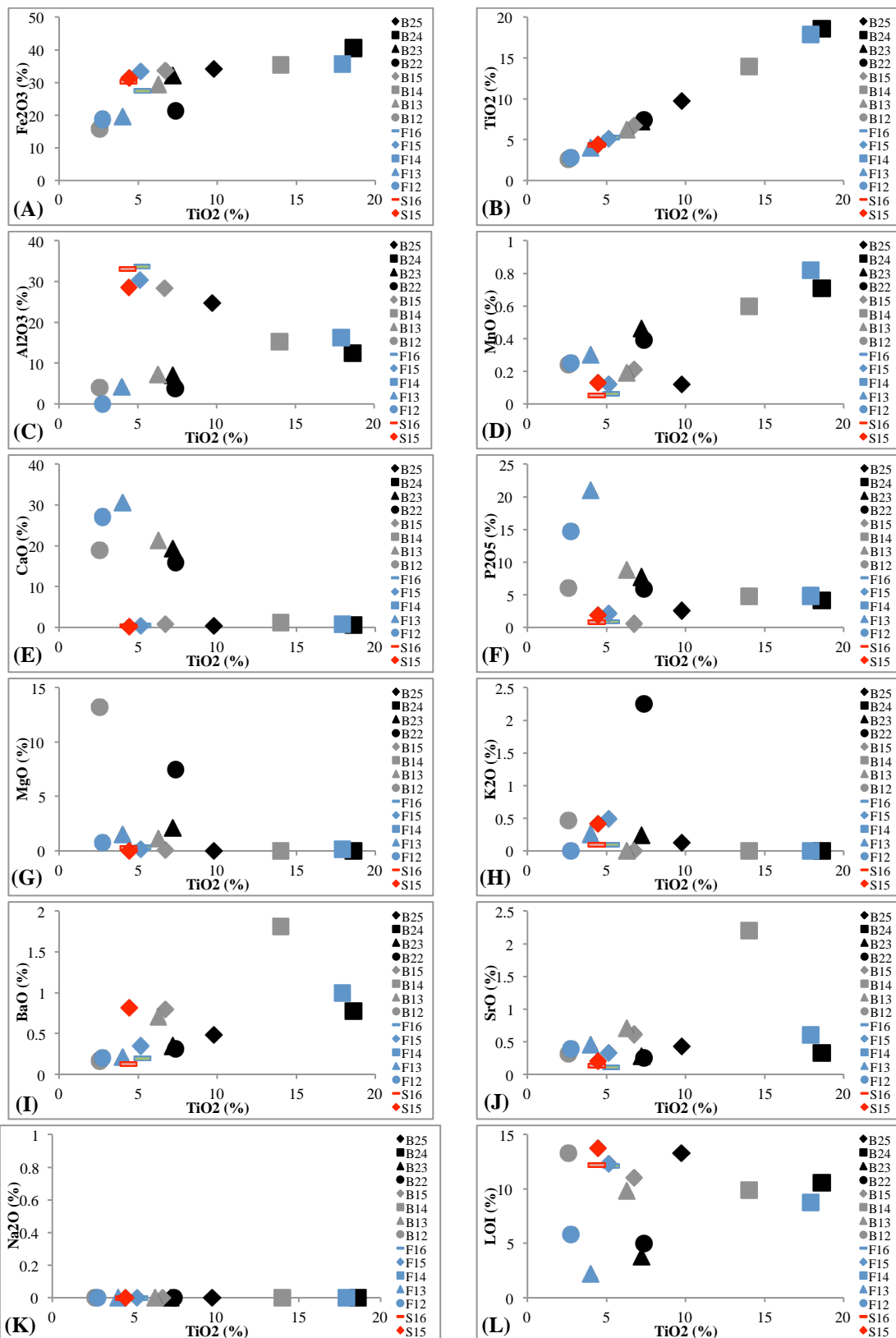
**Tabela 9.** Continuação.

Zona	Cobertura Profunda				Cobertura Superficial		CCI**
	B25	B15	F15	S15	F16	S16	
(%)							
SiO <sub>2</sub>	12.7	16.2	13.2	18.2	18.4	17.5	
TiO <sub>2</sub>	9.74	6.72	5.15	4.44	5.28	4.37	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.7	28.3	30.3	28.6	33.7	33.1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.2	33.6	33.3	31.4	27.5	30.3	
MnO	0.12	0.21	0.12	0.13	0.06	0.05	
MgO	0.1	0.11	0.13	0.1	0.35	0.27	
CaO	0.44	0.77	0.42	0.18	0.54	0.32	
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
K <sub>2</sub> O	0.13	0.1	0.49	0.41	0.1	0.1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.56	0.57	2.17	1.81	0.9	0.8	
BaO	0.48	0.8	0.35	0.82	0.2	0.13	
SrO	0.43	0.61	0.33	0.2	0.11	0.13	
LOI*	13.3	11	12.3	13.7	12.1	12.2	
Σ	99	99.09	98.36	100.09	99.34	99.37	
(ppm)							
Cs	1.5	<0.1	3.7	0.2	0.7	0.8	0.188
Pb	5.4	0.7	7.7	4.3	8.7	8.7	2.470
Rb	12.4	0.9	34.3	3.0	5.3	6.3	2.320
Ba	3583	5500	3637	4647	1146	1306	2.410
Th	64.0	96.0	79.6	68.4	80.9	72.1	0.029
U	21.6	51.5	15.0	28.5	13.2	11.4	0.008
Ta	27.8	39.1	18.5	13.5	17.9	14.2	0.014
Nb	625.0	573.2	435.9	689.7	412.4	329.7	0.246
La	636.2	919.1	411.1	494.6	406.8	451.5	0.237
Ce	1273.0	1895.4	872.3	1073.1	863.8	818.3	0.612
Sr	3345.7	5211.1	2035.8	2062.0	841.0	952.6	7.260
Nd	514.2	784.1	349.1	448.4	324.0	342.9	0.467
Sm	75.88	106.00	50.06	57.17	44.79	47.11	1220.0
Zr	2661.0	13765.2	1381.6	2829.9	1308.7	1040.3	0.153
Ti	59552.9	40261.1	30854.9	26601.1	31633.7	26181.7	3.870
Y	139.0	186.5	164.2	49.2	54.3	55.8	445.0

LOI\*: Loss on Ignition; perda ao fogo

CCI\*\*: condrito C1 (Sun & McDonough, 1989)

A composição mineralógica da cobertura profunda, essencialmente formada por caulinita, reflete as características geoquímicas deste intervalo, que é marcado pelo empobrecimento em TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e MgO e enriquecimento em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O (losangos na Figura 22B, E, F, G, C e H, respectivamente), estes últimos devido à nerformação dos Al-fosfatos, hendricksita e illita (ou muscovita detrítica). Neste intervalo o conteúdo em CaO também é muito baixo e reflete a ausência de apatitas, portanto todo fósforo é fixado nos minerais fosfáticos aluminosos (crandallita e eylletersita).



**Figura 22.** Diagramas do tipo Harker, com óxidos versus  $\text{TiO}_2$ , mostrando a composição química dos elementos maiores e menores (% em peso) no manto de intemperismo de Tapira. Onde: bola – zona de fosfato pobre; triângulo – zona de fosfato; quadrado – zona de titânio; losango – cobertura profunda; traço – cobertura superficial.



A cobertura superficial de Tapira, que é composta por caulinita, gibbsita, quartzo, tridimita e crandallita, em termos químicos, é marcada por um enriquecimento em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  (traços na Figura 22C) e um decréscimo nos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (traços na Figura 22A, B, D e F) com relação à cobertura profunda, decorrentes do incremento no conteúdo de argilas neoformadas e quartzo ou tridimita, e lixiviação de óxidos, hidróxidos e Al-fosfatos, respectivamente.

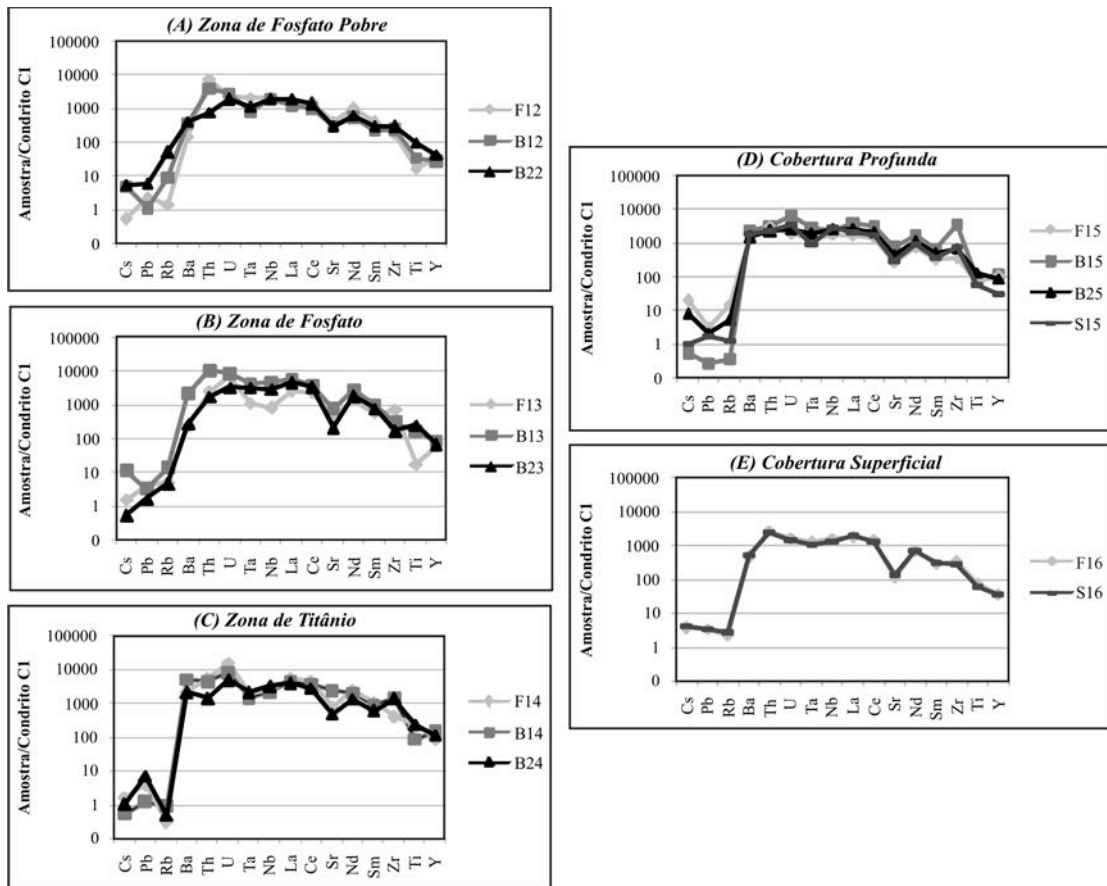
Além dos materiais das coberturas profunda e superficial possuem conteúdos em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mais acentuados do que os intervalos subjacentes, este último intervalo apresenta grãos de tridimita que, possivelmente, são provenientes do intemperismo das rochas encaixantes (quartzitos do Grupo Canastra). Este material de alteração alóctone proveniente das encaixantes contribuiu com o incremento em alumínio e sílica e provavelmente foi incorporado ao manto de intemperismo do complexo de Tapira durante as fases finais de alteração e denudação do relevo.

Em geral, ao analisar a Figura 22 é possível notar que as concentrações dos elementos maiores e menores apresentam pequenas variações dentro da zona de fosfato pobre e da zona de fosfato, mostrando a influência do litotipo de origem sobre a química desses materiais. Porém, os materiais da zona de titânio, cobertura profunda e cobertura superficial adquirem composições químicas cada vez mais semelhantes entre si, respectivamente, independente do litotipo de origem, evidenciando a homogeneização desses materiais durante a atuação dos processos intempéricos.

Do ponto de vista geoquímico, os processos intempéricos atuantes no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira são caracterizados por uma perda geral de Ca, Mg, K e Si, e acumulação de Al, Fe e Ti, sendo as principais fases neoformadas os fosfatos aluminosos, goethita e quartzo. Os carbonatos são os primeiros minerais a serem dissolvidos pelos processos intempéricos, não restando resíduo. Dessa forma, sobre a rocha fresca do carbonatito, não são encontradas amostras com características particulares à este litotipo no manto de intemperismo.

O P possui um comportamento particular, sendo concentrado nos intervalos intermediários (zona de fosfato pobre e zona de fosfato; Figura 22F), nos quais a apatita é concentrada enquanto outros minerais são intemperizados. Conforme ocorre a desestabilização da apatita, o P é parcialmente lixiviado do perfil, enquanto parte dele é incorporada aos fosfatos de alumínio hidratados neoformados.

Para avaliar a composição química das amostras do manto de intemperismo, em termos de elementos traços, e compará-las com os valores obtidos para as rochas de Tapira, os dados foram normalizados pelo condrito C1 e apresentados em diagramas multielementares (Figura 23).



**Figura 23.** Diagramas multielementares com o padrão de distribuição de elementos traços (ppm) em cada intervalo do manto de intemperismo. Os dados foram normalizados pelo condrito C1 (Sun & McDonough, 1989).

O padrão de distribuição dos elementos traços é similar em todos os intervalos do manto de intemperismo. Com exceção de Cs, Pb e Rb, todas as amostras apresentam um enriquecimento em elementos traços, com relação ao condrito C1 de referência. É possível observar uma tendência de enriquecimento em HFSE nas zonas de fosfato profundo e de fosfato (Figura 23A e B), e um ligeiro empobrecimento dos teores destes elementos na zona de titânio, cobertura profunda e cobertura superficial (Figura 23C, D e E), respectivamente. Esta variação é resultado tanto da composição mineralógica primária, como da composição mineralógica das fases minerais neoformadas ao longo do manto de intemperismo.

As anomalias negativas Sr e os baixos teores de Cs, Pb, Rb e Ba, com relação ao condrito C1, podem ser explicados pelo baixo potencial iônico ( $z = c/r$ ;  $z < 2.5$ ) destes elementos, o que torna-os solúveis em água e facilmente lixiviados, portanto tendem a não permanecer no manto de intemperismo. Já os elementos Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Zr, Ti e Y, de potencial iônico intermediário ( $2.5 < z < 7.5$ ) tendem a ser imóveis e, portanto, a permanecer no manto de intemperismo, através de sua reincorporação, por exemplo, em minerais neoformados do grupo dos Al-fosfatos.

Os resultados das análises químicas dos elementos terras raras no manto de intemperismo de Tapira, bem como os dados da média dos condritos C1 utilizados para normalização, encontram-se na Tabela 10. Conforme é possível observar na Figura 24, as amostras de todos os intervalos do manto de intemperismo exibem uma tendência geral de enriquecimento em ETRL com relação ao condrito C1 e ausência de anomalias de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,99 \pm 0,03$ ).

**Tabela 10.** Análise química dos elementos terras raras no manto de intemperismo de Tapira.

(ppm)	Zona de Fosfato Pobre			Zona de Fosfato			Zona de Titânio		
	F12	B12	B22	F13	B13	B23	B24	B14	F14
<b>La</b>	356.7	284.7	449.8	630.1	1354.8	1122.5	940.0	1047.6	1330.4
<b>Ce</b>	901.1	598.3	812.9	1467.0	2393.2	2162.3	1676.2	2197.0	2820.5
<b>Pr</b>	112.58	66.79	80.93	177.40	348.45	228.35	164.25	248.94	314.34
<b>Nd</b>	455.4	249.4	294.8	702.6	1307.8	836.7	605.6	970.2	1158.8
<b>Sm</b>	59.60	34.54	46.08	91.19	153.12	119.31	90.24	133.14	151.96
<b>Eu</b>	16.61	9.71	14.00	24.77	40.65	34.85	27.89	38.93	41.73
<b>Gd</b>	44.01	24.49	38.42	65.06	99.52	89.42	79.34	107.23	107.98
<b>Tb</b>	4.28	2.54	4.21	6.85	10.43	9.51	9.34	12.31	11.05
<b>Dy</b>	19.11	12.47	21.18	31.44	46.05	41.70	47.33	58.13	46.34
<b>Ho</b>	2.62	1.98	3.17	4.51	6.53	5.61	7.64	9.50	6.36
<b>Er</b>	5.11	4.12	6.65	9.31	13.93	10.94	17.42	22.59	12.69
<b>Tm</b>	0.44	0.38	0.66	0.95	1.47	1.00	2.01	2.92	1.28
<b>Yb</b>	3.09	2.72	4.39	6.45	9.14	5.80	13.12	18.52	8.36
<b>Lu</b>	0.25	0.22	0.44	0.65	0.87	0.53	1.45	2.43	0.84
<b>(<math>\Sigma\text{ETR}</math>)cn</b>	6201	4049	5665	10080	18653	14604	11798	15600	18601
<b>(La/Eu)cn</b>	5	7	8	6	8	8	8	6	8
<b>(Gd/Lu)cn</b>	22	14	11	12	14	21	7	5	16
<b>(La/Lu)cn</b>	148	134	106	101	162	220	67	45	164
<b>Eu/Eu*</b>	0.99	1.02	1.02	0.98	1.01	1.03	1.01	1.00	1.00

cn: normalizado pelo condrito

Tabela 10. Continuação.

(ppm)	Cobertura Profunda				Cobertura Superficial		CCI*
	B25	B15	F15	S15	F16	S16	
<b>La</b>	636.2	919.1	411.1	494.6	406.8	451.5	0.2446
<b>Ce</b>	1273.0	1895.4	872.3	1073.1	863.8	818.3	0.6379
<b>Pr</b>	137.61	211.81	94.09	118.63	89.64	98.48	0.0964
<b>Nd</b>	514.2	784.1	349.1	448.4	324.0	342.9	0.4738
<b>Sm</b>	75.88	106.00	50.06	57.17	44.79	47.11	0.1540
<b>Eu</b>	21.87	30.12	13.73	15.99	11.37	12.28	0.0580
<b>Gd</b>	62.50	78.79	39.01	43.00	31.16	35.13	0.2043
<b>Tb</b>	7.54	9.33	4.64	4.13	3.44	3.85	0.0375
<b>Dy</b>	38.55	45.50	25.64	18.81	17.91	19.81	0.2541
<b>Ho</b>	6.27	7.81	4.34	2.53	2.74	2.99	0.0567
<b>Er</b>	15.16	21.11	12.79	5.36	6.68	6.74	0.1660
<b>Tm</b>	1.78	3.08	2.28	0.56	0.75	0.79	0.0256
<b>Yb</b>	11.75	23.59	23.03	4.59	5.85	5.91	0.1651
<b>Lu</b>	1.44	3.69	2.45	0.47	0.65	0.68	0.0254
<b>(ΣETR)cn</b>	9037	13276	6217	7068	5611	5931	-
<b>(La/Eu)cn</b>	7	7	7	7	8	9	-
<b>(Gd/Lu)cn</b>	5	3	2	11	6	6	-
<b>(La/Lu)cn</b>	46	26	17	109	65	69	-
<b>Eu/Eu*</b>	0.97	1.01	0.95	0.99	0.93	0.92	-

CCI\*: média dos condritos CI (Evensen et al., 1978)

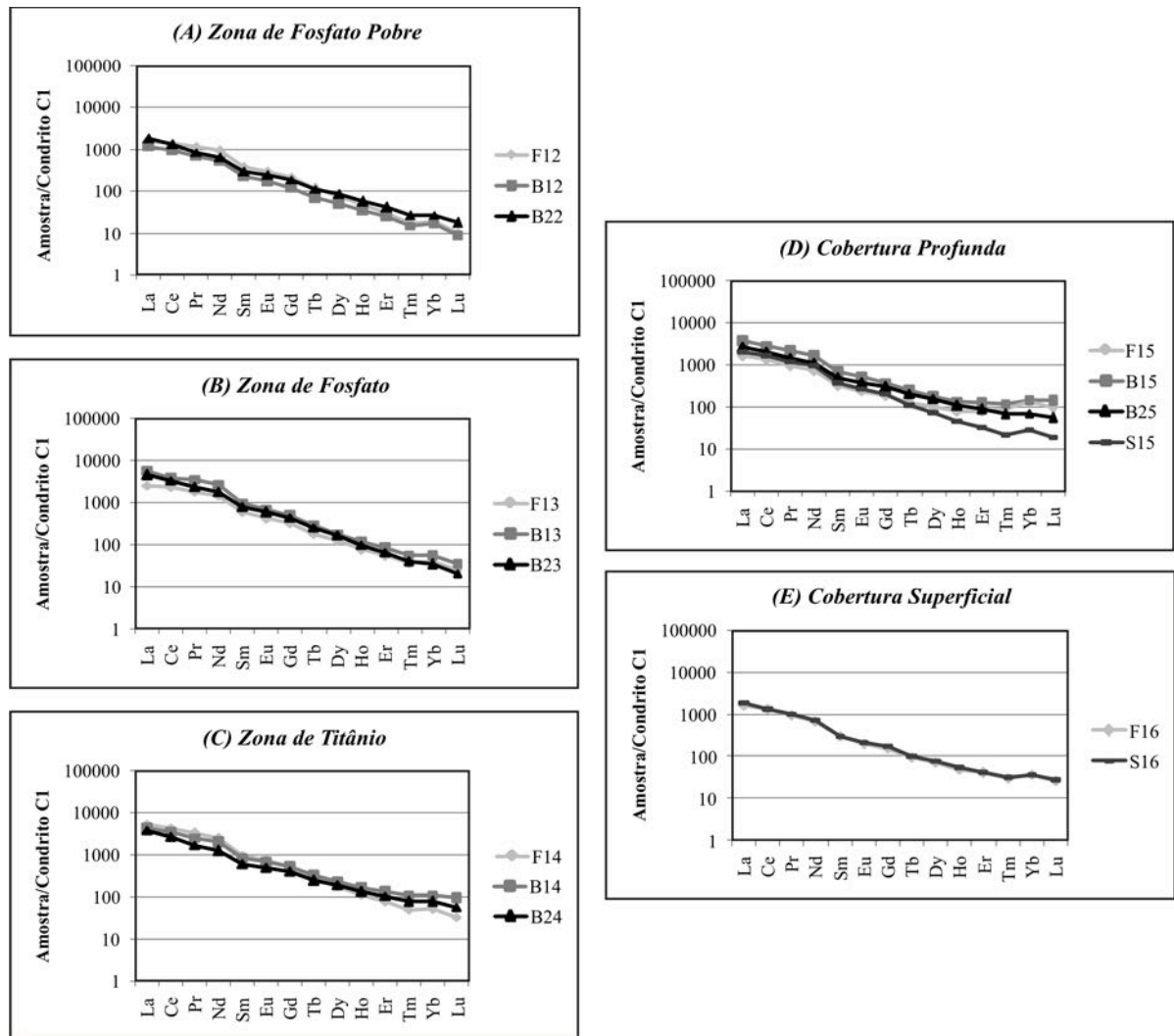
cn: normalizado pelo condrito

Os ETR's liberados dos minerais primários desestabilizados durante os processos intempéricos podem ser mobilizados e fracionados. O fracionamento ocorre como consequência da mobilização diferencial dos ETR's no perfil de intemperismo, devido à maior solubilidade dos complexos de ETRP em comparação aos ETRL (Formoso et al., 1989).

Dessa forma, os padrões de fracionamento são caracterizados pelo contínuo empobrecimento em ETR's e um empobrecimento mais acentuado em ETRP do que em ETRL, conforme indicado pelas razões:  $La/Lu_{cn} = 130 \pm 21$ ,  $La/Eu_{cn} = 7 \pm 1$  e  $Gd/Lu_{cn} = 16 \pm 6$  para a zona de fosfato pobre (Figura 24A);  $La/Lu_{cn} = 161 \pm 60$ ,  $La/Eu_{cn} = 7 \pm 1$  e  $Gd/Lu_{cn} = 16 \pm 5$  para a zona de fosfato (Figura 24B);  $La/Lu_{cn} = 92 \pm 52$ ,  $La/Eu_{cn} = 7 \pm 1$  e  $Gd/Lu_{cn} = 9 \pm 5$  para a zona de titânio (Figura 24C);  $La/Lu_{cn} = 50 \pm 42$ ,  $La/Eu_{cn} = 7 \pm 0$  e  $Gd/Lu_{cn} = 5 \pm 4$  para a cobertura profunda (Figura 24D); e  $La/Lu_{cn} = 67 \pm 3$ ,  $La/Eu_{cn} = 9 \pm 0$  e  $Gd/Lu_{cn} = 6 \pm 0$  para a cobertura superficial (Figura 24E).

Os padrões de distribuição dos ETR's no manto de intemperismo mostram um enriquecimento até a zona de titânio, seguido por um leve empobrecimento nas coberturas profunda e superficial. Porém, todos os intervalos do manto de intemperismo apresentam um padrão geral de distribuição de ETR's herdado das rochas frescas. Com relação às rochas

frescas (Tabela 10), exceto o carbonatito, o conteúdo em ETR's aumenta na zona de fosfato pobre ( $\Sigma\text{ETR}_{\text{cn}} = 5305 \pm 1120$ ), zona de fosfato ( $\Sigma\text{ETR}_{\text{cn}} = 14446 \pm 4289$ ) e zona de titânio ( $\Sigma\text{ETR}_{\text{cn}} = 15333 \pm 2784$ ), porém volta a diminuir na cobertura profunda ( $\Sigma\text{ETR}_{\text{cn}} = 8899 \pm 3147$ ) e cobertura superficial ( $\Sigma\text{ETR}_{\text{cn}} = 5771 \pm 226$ ).

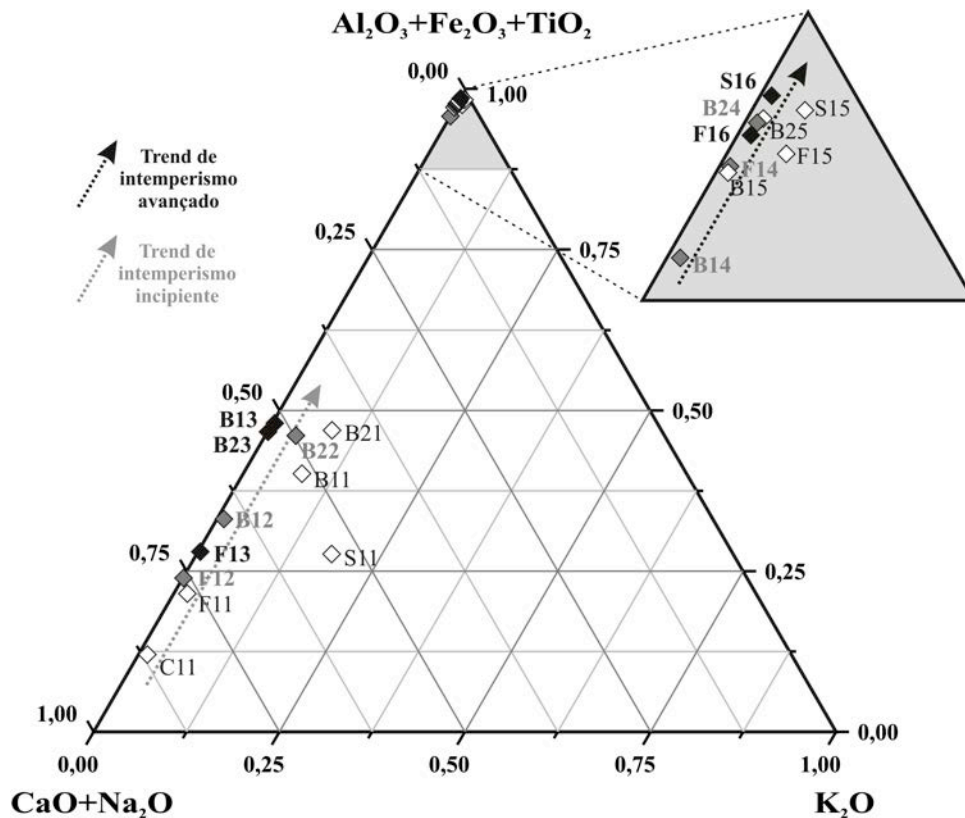


**Figura 24.** Diagramas multielementares com o padrão de distribuição de elementos terras raras em cada intervalo do perfil de alteração. Os dados foram normalizados pela média dos condritos C1 (Evensen et al., 1978).

O aumento na concentração de ETR's em direção à zona de titânio ocorre, provavelmente, devido à rápida re-precipitação dos ETR e reincorporação destes nos minerais neoformados (Al-fosfatos e oxi-hidróxidos), aliado à perda de elementos maiores, que são facilmente lixiviados durante o intemperismo químico. Acima da zona de titânio, ou seja, nas coberturas profunda e superficial, ocorre a diminuição nas concentrações de ETR's devido ao enriquecimento em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , provenientes de um material alóctone ao complexo e com

menor conteúdo em ETR's, cuja origem está associada, possivelmente, à alteração das rochas encaixantes (quartzitos do Grupo Canastra), conforme já discutido anteriormente.

O comportamento das amostras frente ao intemperismo também foi avaliado através do diagrama de Nesbitt & Young (1984, 1989), no qual é possível reconhecer dois *trends* de intemperismo para os perfis de Tapira, um *trend* de intemperismo incipiente e outro de intemperismo avançado (Figura 25).



**Figura 25.** Diagrama ternário dos óxidos  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) / (\text{K}_2\text{O})$  em proporções moleculares, mostrando as tendências (*trends*) de intemperismo a partir das rochas frescas. Modificado: Nesbitt & Young (1984; 1989).

O primeiro *trend*, de intemperismo incipiente, engloba o grupo de amostras da zona de fosfato pobre e zona de fosfato e é marcado em geral por uma perda de Ca, Na e K e por um aumento no conteúdo dos óxidos de Al, Fe e Ti, com relação às rochas frescas do complexo de Tapira. A perda de Ca do foscorito até a zona de fosfato ocorre por hidrólise parcial das apatitas, perovskita e diopsídio. O sienito perde os íons de K por hidrólise do ortoclásio e flogopita, e de Na por hidrólise da albita. Os bebedouritos tipo 1 e 2 apresentam um empobrecimento em K por hidrólise das flogopitas. Ambos apresentam, inicialmente, um aumento na proporção molecular de Ca da rocha fresca à zona de fosfato pobre, e posterior

perda deste elemento em direção à zona de fosfato, sendo que os ganhos e perdas são maiores para o bebedourito tipo 1, devido a seu conteúdo em minerais portadores de Ca (diopsídio, pirocloro, apatita e perovskita) ser maior que no bebedourito tipo 2 (apatita e diopsídio). O aumento na proporção dos óxidos de Al, Fe e Ti ocorre devido à neoformação de caulinita-fosfatos aluminosos, goethita e anatásio, respectivamente.

O segundo grupo de amostras apresenta um *trend* de intemperismo avançado marcado pela perda acentuada, quase que total, dos íons de Ca, Na e K e pelo grande aumento na proporção dos íons de Al, Fe e Ti, da zona de titânio até a cobertura profunda para as amostras de bebedouritos e da zona de titânio até a cobertura superficial para o foscorito e sienito. O aumento dos íons de Al, Fe e Ti na zona de titânio ocorre devido à neoformação de caulinita-fosfatos aluminosos, goethita e anatásio respectivamente, e nas coberturas profunda e superficial devido à neoformação de caulinita-gibbsita-fosfatos aluminosos, goethita e anatásio respectivamente.

A presença de caulinita e óxidos de Fe e Ti indicam processos evoluídos de intemperismo (monossilicificação e alitização), que são comuns em zonas de clima tropical quente e úmido, indicando, portanto, as prováveis condições climáticas associadas à formação do espesso manto intempérico do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira.

## 6. GEOCROLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DO COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍTICO DE TAPIRA

### 6.1 Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

As idades platô, integrada, por isócrona e por ideograma obtidas para os grãos de flogopita das amostras dos bebedouritos tipo 1 e 2 (B11 e B21) e do sienito (S11) estão integralmente apresentadas no Apêndice C e resumidas na Tabela 12 e Figura 26.

**Tabela 11.** Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidas para as amostras B11, B21 e S11.

Amostra	N° Lab.	N° Steps	Idade Platô $\pm 2\sigma$ (Ma)	Idade Integrada $\pm 2\sigma$ (Ma)	Idade por Isócrona $\pm 2\sigma$ (Ma)	Idade por Ideograma $\pm 2\sigma$ (Ma)	Intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$																				
B11	5604-01	10	79,5 $\pm$ 0,7	79,8 $\pm$ 0,8	79,2 $\pm$ 0,6	--	310 $\pm$ 12																				
	5604-02	10	79,0 $\pm$ 0,7	79,1 $\pm$ 0,7				B21	5605-01	10	78,9 $\pm$ 0,6	79,0 $\pm$ 0,7	79,1 $\pm$ 0,6	--	314 $\pm$ 14	5605-02	10	79,5 $\pm$ 0,7	80,2 $\pm$ 0,7	S11	5606-01	10	--	70,5 $\pm$ 0,7	--	96,2 $\pm$ 0,8	
B21	5605-01	10	78,9 $\pm$ 0,6	79,0 $\pm$ 0,7	79,1 $\pm$ 0,6	--	314 $\pm$ 14																				
	5605-02	10	79,5 $\pm$ 0,7	80,2 $\pm$ 0,7				S11	5606-01	10	--	70,5 $\pm$ 0,7	--	96,2 $\pm$ 0,8		5606-02	10	--	70,5 $\pm$ 0,8								
S11	5606-01	10	--	70,5 $\pm$ 0,7	--	96,2 $\pm$ 0,8																					
	5606-02	10	--	70,5 $\pm$ 0,8																							

Todos os quatro espectros de aquecimento para as amostras B11 (Figuras 26A e 26B) e B21 (Figuras 26D e 26E) definem platôs compatíveis, onde um platô é definido como três ou mais estágios consecutivos, compondo pelo menos 50% da quantidade total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, e que apresentam um nível de confiança reprodutível de 95% ( $2\sigma$ ) (Fleck et al., 1977). Os erros de idade platô são apresentados com um nível de confiança de 95% ( $2\sigma$ ), e incluem os erros dos fatores de correção da irradiação e o erro em J (parâmetro de irradiação adimensional), porém não incluem as incertezas das constantes de decaimento do potássio.

As idades platô destas amostras são compatíveis com as idades integradas, dentro do erro  $2\sigma$ . Sendo a idade integrada, a idade aparente obtida pela combinação dos resultados de todos os estágios analisados durante a análise por incremento de temperatura. Além disso, os estágios de incremento de temperatura nos espectros não refletem perda de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo durante a irradiação de neutrons ou perda de  $^{40}\text{Ar}$  após sua formação, indicando que as frações gasosas radiogênicas e nucleogênicas permaneceram hospedadas em um reservatório cristalográfico bem fechado, o qual permaneceu fechado durante a história das amostras, e que é pouco provável que fases contaminantes estejam presentes.



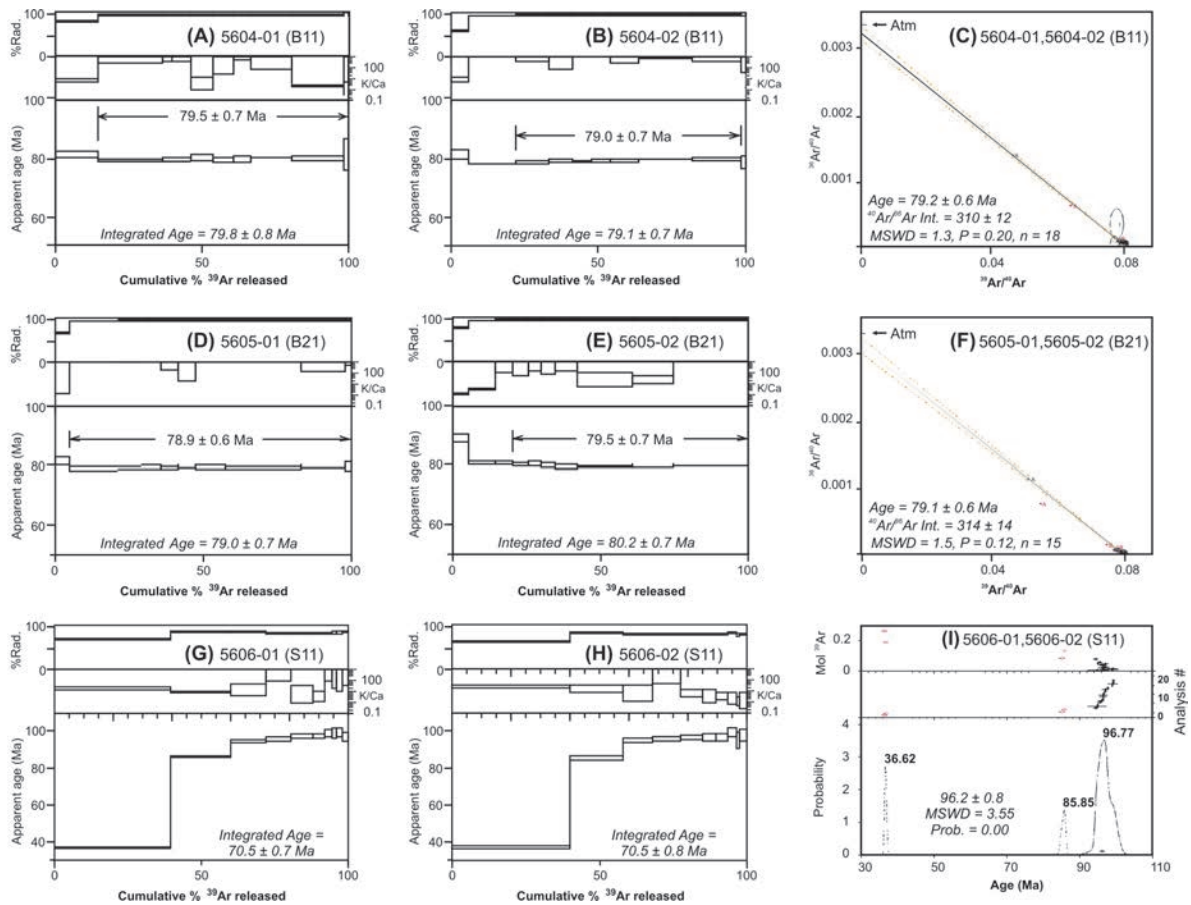


Figura 26. Resultados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Os dois grãos de B11 (5604-01 e 5604-02; Figuras 26A e 26B) fornecem idades platô estatisticamente indistinguíveis ( $79.5 \pm 0.7$  e  $79.0 \pm 0.7$  Ma). Da mesma forma, os dois grãos de B21 (5605-01 e 5605-02; Figuras 26D e 26E) apresentam idades platô reproduzíveis ( $78.9 \pm 0.6$  e  $79.5 \pm 0.7$  Ma). A melhor estimativa de idade para cada amostra foi obtida a partir da idade por isócrona referente a combinação dos platôs de cada estágio para os dois grãos de cada amostra, isto é,  $79.2 \pm 0.6$  Ma para B11 e  $79.1 \pm 0.6$  Ma para B21 (Figuras 26C e 26F, respectivamente), e que são compatíveis com as idades platô dentro do nível de confiança  $2\sigma$ . Os erros das idades por isócrona incluem os erros dos fatores de correção da irradiação e o erro em J, sendo que as elipses de cor roxa (Figuras 26C e 26F) representam os *outliers* (valores discrepantes) eliminados do cálculo da idade por isócrona. Além disso, as isócronas apresentam razões iniciais de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $310 \pm 12$  (B11) e  $314 \pm 14$  (B21), consistentes com o valor atmosférico atual ( $298.56 \pm 0.31$ ; Renne et al., 2009).

Os espectros de aquecimento gradual a laser para S11 (Figura 26G e 26H) possuem apenas “pseudo” platôs, que podem ser definidos através dos estágios que contêm mais de 50% da quantidade total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado e apresentam idades aparentes reproduzíveis a um

nível de confiança de 95% ( $2\sigma$ ). Este segundo tipo de espectro, que mostra um decréscimo nas idades aparentes a baixas temperaturas, foi obtido para as flogopitas da amostra S11. Os estágios de incremento de temperatura nos espectros não revelam a idade platô previamente definida, sendo obtidas as idades integradas de  $70.5 \pm 0.7$  Ma e  $70.5 \pm 0.8$  Ma para os dois grãos da amostra S11.

Hasui & Cordani (1968) e Sonoki & Garda (1988) apresentam idades de 70 Ma e  $71.2 \pm 5.1$  Ma, respectivamente, para o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira utilizando geocronologia K/Ar em biotitas do sienito. Através da utilização do método de aquecimento a laser em estágios, é possível evidenciar o recuo de  $^{39}\text{Ar}$  durante a irradiação por neutrons, excesso de  $^{40}\text{Ar}$  (incorporado nas rochas por decaimento radioativo *in situ* de  $^{40}\text{K}$ ) e perda de  $^{40}\text{Ar}$  durante a história da amostra (por abertura do sistema, intemperismo, etc.), fatores que podem afetar a precisão e acurácia de uma idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (McDougall & Harrison 1999). Em contraste, essas validações internas não podem ser obtidas no método geocronológico por K/Ar. A perda de  $^{40}\text{Ar}$  devido à alteração, evidenciada no primeiro estágio dos espectros de cada grão de S11 fornecem resultados anômalos mais jovens e, considerando o erro da idade K/Ar, as idades integradas do sienito obtidas neste estudo correspondem a idade K/Ar. Dessa forma, estas idades não podem ser utilizadas para interpretar a intrusão do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira.

Uma idade por ideograma consiste na plotagem dos dados obtidos em um histograma de probabilidade de idades, sendo a idade mais provável inferida para uma amostra. O ideograma consiste na plotagem das densidades de probabilidades e é baseado na hipótese de que os erros na determinação de uma idade possuem uma distribuição gaussiana (Deino & Potts, 1992). Uma das grandes vantagens do uso de ideogramas é o fato destes não levarem em consideração a quantidade de gás liberado durante cada estágio. Como resultado, um patamar de idade ou uma sequência de patamares de idades que apresentam pequenas quantidades de gás, mas cuja(s) idade(s) é(são) determinada(s) com grande precisão no espectrômetro de massa, pode(m) fornecer uma idade estimada de grande probabilidade.

A plotagem da densidade de probabilidade (ideograma) foi obtida combinando os estágios de platôs dos dois grãos da amostra S11. Ao serem analisadas estas figuras é possível notar que os três patamares dos espectros correspondem aos picos de probabilidade que aparecem no ideograma. Portanto, as densidades de probabilidades identificam de forma confiável a idade mais provável para a amostra S11 e não devem ser descartadas. A análise combinada dos estágios de incremento de temperatura da amostra S11 foi plotada em um

ideograma ilustrado na Figura 26I e revela uma distribuição descontínua de idades, cuja melhor estimativa de idade para a cristalização das flogopitas é de  $96.2 \pm 0.8$  Ma. Além disso, a segunda distribuição de idades em 85-86 Ma possui a mesma idade encontrada no segundo “pseudo” platô observado nos espectros dos dois grãos de S11 ( $85.9 \pm 0.3$  Ma e  $85.1 \pm 0.5$  Ma, respectivamente). A segunda “pseudo” idade platô corresponde à idade de  $85.6 \pm 5.1$  Ma proposta por Sonoki and Garda (1988), utilizando geocronologia K/Ar em micas, para a intrusão do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira.

## 6.2 História de intrusão

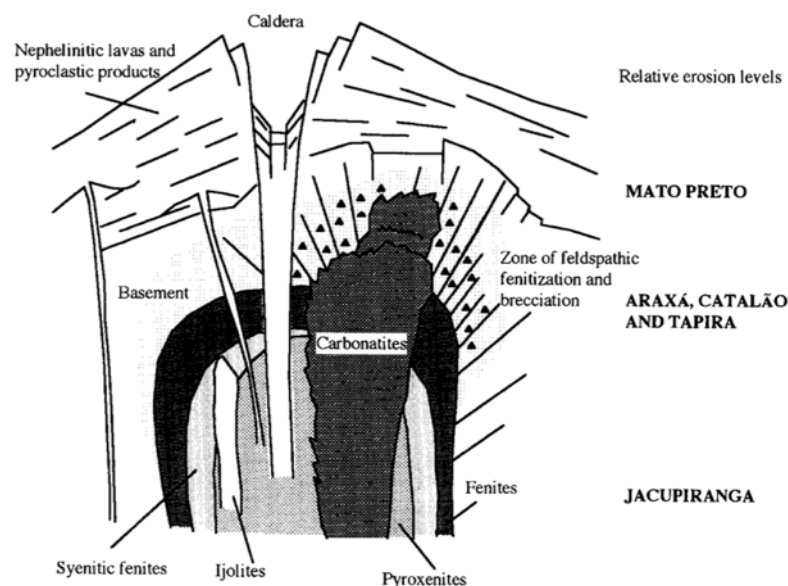
Brod et al. (2013) atribuem a imiscibilidade de líquidos como o principal processo responsável pela história de intrusão do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, desde a fase inicial (flogopita picritos) até as fases tardias (sienitos) durante sua evolução. Entretanto, os novos dados geocronológicos indicam múltiplos eventos magmáticos para a colocação deste complexo. A primeira atividade ígnea ocorre há pelo menos 96 Ma e responsável pela colocação da série silicática plutônica (bebedouritos tipos 1 e 2) nas rochas metassedimentares Pré-Cambriânicas do Grupo Canastra. A intrusão do magma ultramáfico no embasamento causa a fenitização das rochas encaixantes e, conseqüentemente, o desenvolvimento dos sienitos ao redor da intrusão. Além disso, os flogopita picritos representam os magmas menos desenvolvidos da primeira atividade ígnea e os cumulos de olivina também podem ser associados a estas rochas.

O segundo pulso máfico ocorreu há 85-86 Ma e foi determinado através dos novos dados geocronológicos pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . As idades de traço de fissão em apatitas para o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira são  $81.7 \pm 7.9$  Ma para o bebedourito e  $78.6 \pm 9.0$  Ma para o carbonatito (Eby & Mariano, 1992), indicando que as apatitas encontradas nestas rochas foram cristalizadas concomitantemente aos processos finais de intrusão deste complexo. Portanto, o último pulso de intrusão está associado aos magmas carbonatíticos e também é responsável pela extensa frente de metassomatismo potássico, levando ao crescimento de flogopitas em aproximadamente 79 Ma.

O complexo alcalino carbonatítico de Tapira apresenta uma sequência de atividades ígneas semelhante ao que ocorre nos complexos alcalinos-carbonatíticos africanos (Le Bas, 1977), começando com magmas silicáticos ultramáficos alcalinos e terminando com magmas

carbonatíticos. A Figura 27 apresenta um perfil vertical idealizado de um complexo alcalino-carbonatítico (plutônico a vulcânico) e o nível estimado de colocação do complexo alcalino carbonatítico de Tapira, entre outros complexos brasileiros (Santos & Clayton, 1995). Neste caso, o nível de colocação é baseado na associação litológica, grau de fenitização da rocha encaixante e natureza da fenitização. Os primeiros pulsos magmáticos compreendem os estágios iniciais silicáticos, seguidos por diferentes graus de fenitização e estágios tardios de magmas carbonatícios.

A reação entre o magma silicático ultrapotássico (série bebedourítica) com as encaixantes (quartzitos do Grupo Canastra), gera uma auréola de contato que pode ser dividida em duas, a porção mais interna onde são gerados sienitos pelo processo de fenitização potássica das rochas silicáticas alcalinas e a porção externa onde são gerados fenitos por fenitização potássica da rocha encaixante (Le Bas, 1977; Santos & Clayton, 1995). Os carbonatitos e rochas hidrotermais ocorrem como intrusões elípticas ou circulares nas porções centrais do complexo, podendo gerar zonas de fenitização feldspática e de brechas. A intrusão dos carbonatitos dá origem ao intenso processo de flogopitização das rochas alcalinas primárias acompanhadas ou seguidas pela mineralização em apatita.



**Figura 27.** Seção esquemática de um complexo vulcânico carbonatítico-ijolítico-nefelínico idealizado (Le Bas, 1977) e o nível estimado onde se encontram os complexos alcalinos-carbonatíticos brasileiros, em especial o complexo de Tapira (Santos & Clayton, 1995).

Dessa forma, considerando os trabalhos prévios (Brod et al., 2005, 2013; Eby & Mariano, 1992) e os novos dados geocronológicos obtidos nesta tese é possível fazer as

seguintes deduções em relação à história da intrusão do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira:

(I) existe uma sequência de atividade ígnea alcalina-carbonatítica, que começa com magmas ultramáficos e termina com magmas carbonatíticos;

(II) a imiscibilidade de líquidos silicáticos e carbonatíticos faz parte do começo da história de evolução da colocação do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira e, uma vez que suas frações tenham se separado, elas são essencialmente independentes;

(III) a intrusão de um magma ultramáfico originou a série silicática plutônica;

(IV) existem dois estilos principais de fenitização, um associado aos magmas máficos, e outro aos carbonatitos, produzindo sienitos e flogopitas, respectivamente;

(V) a última intrusão no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira é composta por magma carbonatítico, o qual é responsável pela mineralização em apatita.

### **6.3 Evolução geológica da APIP**

Com isso, os novos dados explicam os resultados prévios de  $71.2 \pm 5.2$  Ma e  $85.6 \pm 5.1$  Ma (Sonoki & Garda, 1988) para a intrusão do complexo alcalino carbonatito de Tapira e a discrepância entre as idades obtidas para os bebedouritos e sienitos, confirmando que a sua intrusão ocorreu no Cretáceo Superior, em pelo menos três separados pulsos magmáticos, em cerca de 96 Ma, 85-86 Ma e 79 Ma, respectivamente.

Os resultados prévios das idades K/Ar das micas da APIP apresentados por Sonoki & Garda (1988) para Catalão I ( $85.0 \pm 6.9$  Ma), Serra Negra ( $83.4 \pm 3.0$  Ma), Salitre ( $80.0 \pm 1.0$  Ma,  $86.3 \pm 5.7$  Ma e  $94.5 \pm 1.6$  Ma) e Araxá ( $77.4 \pm 1.0$  Ma,  $89.4 \pm 10.1$  Ma and  $97.6 \pm 6.1$  Ma) associados aos resultados geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  aqui apresentados para o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira indicam que o magmatismo alcalino por toda a APIP aparenta ter acontecido a partir de múltiplos estágios entre 79 e 96 Ma, com o evento magmático de 85-86 Ma presente em todos os complexos estudados na APIP. Além disso, os resultados obtidos nesta tese contrastam com aqueles obtidos por Gomes et al. (1990) e Gibson et al. (1995), os quais estabeleceram um intervalo de tempo para o magmatismo da APIP entre 80 e 90 Ma, e Eby & Mariano (1992), os quais propuseram um intervalo de 79 a 88 Ma, baseados nas idades de traço de fissão em apatitas nos mesmos complexos. Assim, as

idades de colocação da APIP devem ser revisadas em virtude dos novos dados geocronológicos apresentados nesta tese.

Durante a fase de colocação da APIP, houve um soerguimento da região do Alto Paranaíba, levando ao aspecto dômico nas regiões onde houveram as intrusões, e intensa brechação das rochas encaixantes. Após a última atividade ígnea e, conseqüentemente, soerguimento da região, o contexto tectônico passou a ser de abatimento e erosão das rochas expostas na superfície até se chegar à altitude atual. Utilizando-se do modelo de história através das amostras de apatitas coletadas nos complexos alcalinos-carbonatíticos de Tapira e Catalão, Soares et al. (2015) propuseram que o período de tempo entre a intrusão da APIP e a exposição da região aos agentes externos modeladores do relevo ocorreu entre 80 e 70 Ma, indicando uma rápida denudação da região. Spier et al. (2006) obtiveram idades máximas de  $61,5 \pm 1,2$  Ma para os perfis de intemperismo do Quadrilátero Ferrífero, com picos de intemperismo em 56 e 47 Ma, e diferentes episódios de intemperismo, através da datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em óxidos de manganês.

O principal período de intemperismo nesta região ocorreu entre o final do Paleoceno até o Eoceno, sendo esse período consistente com os maiores períodos de intemperismo para outras regiões brasileiras, tais como a Amazônica – AM, Carajás – PA e Catalão – GO (Vasconcelos et al., 1994; Ruffet et al., 1996; Conceição, 2012), e mundiais (Australia – Dammer et al., 1996, 1999 e na Burkina Faso, África – Hénocque et al., 1998). Isso indica que as condições climáticas que favoreceram o intenso intemperismo químico neste intervalo de tempo têm um caráter global, não apenas local, consistentes com os registros obtidos nos sedimentos oceânicos Eocênicos (Zachos, 1994; Bowen et al., 2004). A denudação relacionada a este evento de erosão da região sudeste brasileira forneceu grande volume de sedimentos para as bacias marginais do sudeste brasileiro (bacias de Santos – SP, Campos – RJ e Espírito Santo – ES), as quais são responsáveis pelo fornecimento da maior parte de combustíveis fósseis usados no Brasil, evidenciado por um aumento significativo em suas espessuras de sedimentos entre 80 e 40 Ma (Rangel et al., 1994; Pereira & Feijó, 1994; Vieira et al., 1994).

O Grupo Bauru (Almeida, 1964) ou Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra, 1996) ou Supersequência Bauru (Milani et al., 2007), possivelmente também sofreu contribuições de sedimentos decorrentes da erosão das rochas alcalinas da APIP, já que sua deposição é atribuída ao período compreendido entre o Coniaciano (86,3 a 89,8 Ma) e Maastrichtiano (66 a 72,1 Ma) no Cretáceo Superior, com base no conteúdo de fósseis de vertebrados, idades

absolutas de lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru, estudos palinológicos de materiais da borda da bacia e correlações dos Grupos Caiuá e Bauru com a deposição de sedimentos na Formação Santos da Bacia de Santos (Huene, 1939; Coutinho et al., 1982; Lima et al., 1986; Moreira et al., 2007). Além disso, o estudo micropaleontológico de Dias-Brito et al. (2001) sugere dois intervalos de deposição, no Turaniano-Santoniano (93,9 a 83,6 Ma) e Maastrichtiano (66 a 72,1 Ma).

Assim, este período intenso de denudação da APIP sugere que as condições climáticas relacionadas ao efeito estufa no Paleogeno foram muito mais significativas para a denudação da região que os eventos climáticos quentes e úmidos que o sucederam. No mesmo estudo, Spier et al., (2006), sugerem que há cerca de 40 Ma os perfis de intemperismo da região já estavam presentes e as frentes de intemperismo avançaram muito pouco desde o Oligoceno, fato que possivelmente deve ter ocorrido em todo o sudeste brasileiro. A evolução mineralógica e geoquímica descrita no Seção 6 indica claramente que as rochas alcalinas carbonatíticas foram sujeitas aos processos de intemperismo químico, por hidrólise parcial, com os minerais mais estáveis ao intemperismo químico (apatita e pirocloro) concentrando-se em intervalos específicos do perfil de intemperismo e, conseqüentemente, formando o depósito supergênico de Tapira. O processo de intemperismo químico por hidrólise parcial também é responsável pela concentração de apatitas e pirocloros em outras regiões da APIP, sendo atualmente lavrados os complexos alcalinos-carbonatíticos de Araxá e Catalão. Além disso, um complexo industrial para a lavra e beneficiamento do minério de fósforo já se encontra em fase de construção no complexo alcalino-carbonatítico de Salitre.

Infelizmente, não há idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ou (U-Th/He) nos óxidos de manganês e de ferro (goethita) no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, respectivamente, pois durante as atividades de campo não foi possível reconhecer e/ou amostrar estes minerais ao longo de todo o manto de intemperismo, impossibilitando uma discussão em relação à idade ou intervalo de tempo de formação do perfil de intemperismo de Tapira. Porém, Conceição (2012) atribuiu um intervalo de tempo para a formação do perfil de intemperismo de Catalão entre  $0,42 \pm 0,01$  e  $1,84 \pm 0,02$  Ma, utilizando o método (U-Th)/He em goethitas, com as idades mais antigas e jovens obtidas nas partes mais rasas e profundas deste perfil, respectivamente. No mesmo trabalho, foi possível calcular uma taxa de intemperismo químico de 39 m/Ma durante o intervalo de tempo das amostras datadas. Segundo Oliveira & Imbernon (1998) o perfil de intemperismo de Catalão possui uma profundidade máxima de 100 m, possibilitando indicar um tempo de 2,5 Ma para sua formação.

O manto de intemperismo de Tapira possui uma espessura de no máximo 110 m, como pode ser observado na Tabela 4 (Seção 3.1), e localiza-se na mesma zona climática do depósito de Catalão, além de possuir os mesmos tipos de rochas, vegetação e relevo. Considerando-se a taxa de intemperismo de rochas alcalinas-carbonatíticas de Catalão de 39 m/Ma como a mesma para as rochas do complexo alcalino carbonatítico de Tapira, e a espessura máxima da frente de intemperismo deste perfil de 110 m, é possível sugerir uma idade mínima do começo de formação do depósito supérgeno de Tapira de 2,8 Ma. Com isso, sugere-se que os atuais depósitos supérgenos começaram a ser formar em aproximadamente 3 Ma e continuam a se formar nos dias atuais em uma velocidade de 35 m/Ma (Conceição, 2012). Esta diferença pode ser atribuída às diferenças climáticas que vêm ocorrendo ao longo do Quaternário (Thomas, 1994), determinadas por isótopos de carbono para a região central brasileira, com variações de períodos mais úmidos ou secos que os atuais (Ledru, 1993; Pessenda et al., 2004). Assim, a cronologia de evolução ígnea, tectônica, erosiva e intempérica da APIP pode ser descrita resumidamente na Figura 28.

Idade	Atividade ígnea	Processos associados	Tectônica	Erosão	Intemperismo
De 3 Ma até hoje ....				Erosão e grande contribuição de sedimentos para as bacias sedimentares de Santos, Campos e Espírito Santo, além do Gr. Bauru da Bacia Sedimentar do Paraná	Concentração de minerais residuais de P e Nb
79-40 Ma ....					
79-81 Ma 85-86 Ma	Magmas carbonatíticos	Origem principal das apatitas Flogopitização das rochas primárias			
....					
96 Ma	Magmas ultramáficos (séries bebedourítica e foscorítica)	Fenitização potássica das rochas encaixantes (quartzitos do Gr. Canastra) + Sienitos	Soerguimento Brechação		

**Figura 28.** Quadro esquemático resumindo a história de evolução da APIP.



## 6.4 Implicações geodinâmicas da APIP

Gibson et al. (1995) propôs que a colocação da APIP possui um intervalo de tempo entre 80 e 90 Ma e é causada pelo impacto da pluma de Trindade na base da litosfera brasileira. Além disso, o centro atual do hot spot de Trindade estaria localizado sob a APIP em 90 Ma (Morgan, 1983). A sobreposição da colocação da APIP e a passagem da América do Sul sobre a pluma de Trindade, juntamente com a duração prolongada da intrusão obtida através dos resultados da análise por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , que começou há pelo menos 96 Ma, tornam essas sugestões anteriores improváveis. Além disso, modelos tomográficos globais (Ritsema et al., 1999; Montelli et al., 2006) não reconhecem uma anomalia de baixa velocidade associada ao manto superior-profundo ressurgindo sobre a atual posição da pluma de Trindade, fato que suporta essas controvérsias. Portanto, é necessário considerar um mecanismo alternativo para explicar a atividade ígnea no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira.

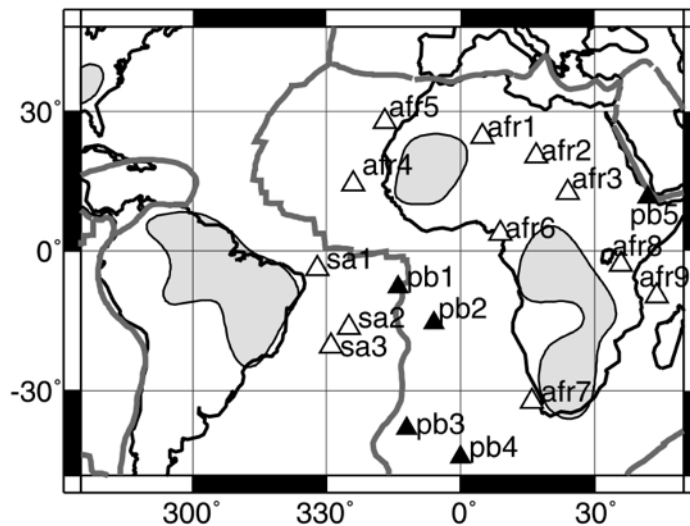
Uma possível explicação é que a intrusão alcalina-carbonatítica de Tapira esteja associada a um magmatismo do tipo *edge-driven convection* (Vogt, 1991). Os limites de crátons e entre litosfera continental-oceânica são locais ideais para a ocorrência das células de convecção de pequena escala do tipo *edge-driven* ou borda impulsionada (*edge-driven convection* – EDC) no manto superior, as quais podem ser originadas por contrastes laterais de temperatura e viscosidade associados a mudanças na espessura da litosfera (Vogt, 1991; King & Anderson, 1998; King, 2007).

King & Ritsema (2000) sugerem a possibilidade de que vulcões intraplaca (hot spots) nas placas Africana e Sulamericana estão associados ao EDC, com base em simulações numéricas de fluxos no manto e anomalias de velocidade em imagens tomográficas do manto superior Africano. Os autores inferem que estes hot spots sulamericanos e africanos intraplaca (denotados por triângulos vazados na Figura 29), localizados entre 600 a 1000 km das margens dos crátons Africano e Sulamericano, correspondem à manifestação em superfície de fluxos ascendentes observados em modelos EDC e não à plumas mantélicas profundas.

Segundo King & Anderson (1998) uma anomalia correspondente a 10% da temperatura de fundo (*background*) leva a um padrão de fluxo de longo comprimento de onda (Figura 30A). Quando a anomalia é 1% da temperatura de fundo, predomina o padrão de fluxo de longo comprimento de onda, porém, o fluxo EDC é formado (Figura 30B) no limite entre a litosfera com 200 km de espessura à esquerda e a litosfera com 50 km de espessura à

direita. Quando essa anomalia corresponde a 0.1% da temperatura de fundo (Figura 30C), o fluxo EDC domina o padrão de fluxo de larga escala, no entanto, o fluxo de comprimento de onda longo ainda é visível.

King & Anderson (1995) demonstram que o mecanismo de EDC é capaz de causar fusão suficiente para a geração de grandes províncias ígneas (*large igneous provinces* – LIP's). Ao contrário do que acontece nos modelos de plumas, que atribuem altas taxas de magmatismo a altas temperaturas do manto e exigem anomalias térmicas de pelo menos 300°C acima da temperatura de fundo (Cordery et al., 1997), os modelos EDC (King & Anderson, 1995, 1998) mostram que mesmo uma pequena perturbação interna na temperatura do manto pode causar a formação de células de convecção de pequena escala, e portanto, grandes volumes de fusão podem ser originados sem a necessidade de temperaturas excessivas.

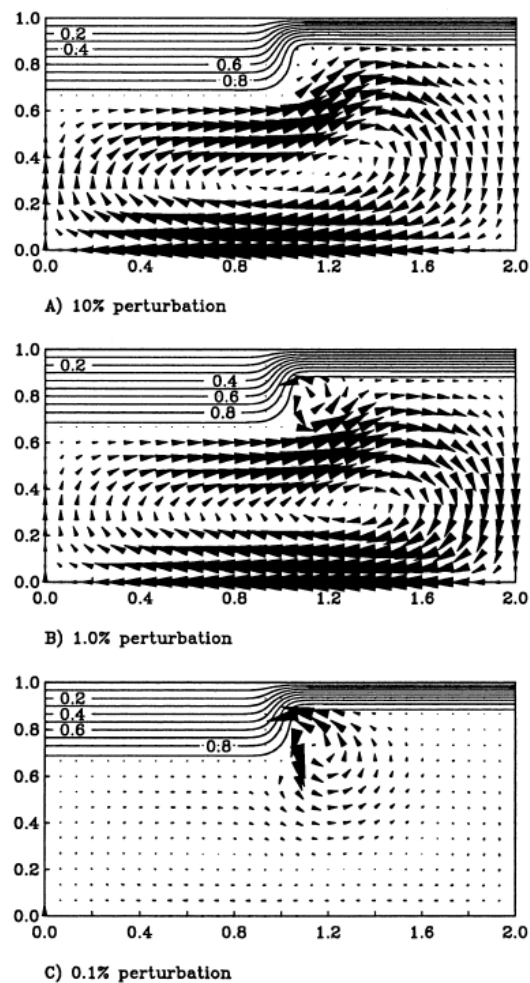


**Figura 29.** Localização de hot spots (triângulos), crátons (hachurado cinza) e limites de placas (linha cinza). Hot spots intraplaca denotados por triângulos vazados, nas placas Sulamericana (sa1, Fernando; sa2, Arnold; sa3, Trindade) e Africana (afr1, Ahaggar; afr2, Tibesti; afr3, Jebel Mara; afr4, Cape Verde; afr5, Canary; afr6, Mt. Cameroon; afr7, Vema; afr8, Victoria; e afr9, Comores). Hot spots em limites de placas denotados por triângulos pretos (pb1, Ascension; pb2, St. Helena; pb3, Tristão da Cunha; pb4, Discovery; e pb5, Afar).

Como o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, bem como a APIP, estão localizados próximos à margem sudoeste do Crátón do São Francisco, esta atividade ígnea é uma possível candidata a EDC (King & Ritsema, 2000; King, 2007). A hipótese de célula de convecção do tipo EDC pode ser embasada por modelos tomográficos globais (como discutido anteriormente) e por evidências de tomografia sísmica, os quais evidenciam

movimentos descendentes até aproximadamente 600 km de profundidade no manto, abaixo do Cráton do São Francisco (Zhou, 1996).

O intervalo de tempo da colocação do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira e da APIP é praticamente igual ao período de tempo máximo (10 – 15 Ma) encontrado por simulações numéricas para um fluxo de borda impulsionada ou EDC (Demidjuk et al., 2007; Farrington et al., 2010). Além disso, este tipo de célula de pequena escala viajaria junto à placa, o que explicaria a natureza de longa duração e aparente ausência de uma migração sistemática dessa atividade ígnea com o tempo.



**Figura 30.** Simulação da formação de células de convecção de pequena escala de borda impulsionada ou *edge-driven* (King & Anderson, 1998), com isothermas e velocidades após 10 Ma do começo do cálculo para os três modelos. Anomalias térmicas iniciais no manto de 280°C, 28°C e 2.8°C para A, B e C, respectivamente (assumindo uma temperatura média adiabática do manto de 1400°C). As velocidades máximas em cada um desses modelos é de 30, 4 e 2.5 mm/ano, respectivamente.

Elder (1976) mostrou que o EDC é intrinsecamente instável e de caráter pulsante, características de algumas das grandes províncias ígneas (*large igneous provinces*, LIP's) no mundo. Conforme os novos dados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidos mostram, esse caráter pulsante também pode ser verificado no complexo alcalino-carbonatítico de Tapira. Este tipo de magmatismo também foi proposto por Knesel et al. (2011) para o jovem vulcanismo na Província Borborema, nordeste do Brasil, o qual seria resultado de uma célula de convecção do tipo EDC. Portanto, com os novos dados geocronológicos apresentados nesta tese, é possível confirmar a especulação desta possibilidade para a APIP, conforme proposto no mesmo estudo e também discutido anteriormente no Seção 5.2, com a origem dos magmas da APIP associada à fusão da litosfera metassomatizada enriquecida com características EM1.

## 7. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O bebedourito tipo 1 constitui o termo menos desenvolvido produzido pela cristalização fracionada de um magma silicático ultrapotássico. O bebedourito tipo 2 diferencia de B1 pela ausência de perovskita e o surgimento de titanita primária, que indicam que B2 cristalizou a partir de um magma mais evoluído e com maior conteúdo em SiO<sub>2</sub>. O foscorito, assim como as rochas da série bebedourítica, corresponde a uma fase pré atividade carbonática. Foi produzido pela cristalização fracionada de um magma fosfático e constitui um dos termos menos evoluídos da série, devido ao conteúdo em olivina (próximo de 60%). O sienito aparenta ser o produto das reações de fenitização potássica das rochas silicáticas alcalinas e apresenta-se cortado por veios e vênulas de calcita. O conteúdo em Ce, Yb e Ta, e o enriquecimento nos elementos incompatíveis Nd, U e Th, indicam que as rochas do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira foram originadas a partir da fusão parcial substancial do manto litosférico subcontinental enriquecido em elementos incompatíveis. As rochas frescas exibem uma tendência de enriquecimento em elementos HFSE (U, Th, Nb, ETRL, Zr e Y) e empobrecimento em elementos LILE (Cs, Pb e Rb) em relação ao condrito C1. O carbonatito se destaca dentre as amostras de rocha fresca ( $\Sigma\text{ETR} = 1490 \pm 471$ ), por possuir um conteúdo mais elevado em ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 45071$  ppm). O padrão de fracionamento de ETR semelhante das amostras B11, B21, F11 e S11 indicam uma possível fonte magmática de origem comum para estas rochas.

A concentração dos elementos maiores e menores nos intervalos de rocha fresca, zona de fosfato pobre e zona de fosfato, apresenta variações de acordo com o litotipo de origem, sendo diretamente relacionada à composição mineralógica dos mesmos. Já na zona de titânio, cobertura profunda e cobertura superficial as concentrações de elementos maiores e menores são cada vez mais semelhantes em cada intervalo, respectivamente, independente do litotipo de origem, o que é atribuído ao fato desses materiais corresponderem aos produtos finais, mais evoluídos e homogeneizados, do processo de alteração intempérica residual e supérgena. As amostras de todos os intervalos dos perfis de alteração exibem uma tendência geral de enriquecimento em ETRL com relação ao condrito C1 e ausência de anomalias de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,99 \pm 0,03$ ). As amostras apresentam um padrão de fracionamento caracterizado pelo contínuo empobrecimento em ETR's e um empobrecimento mais acentuado em ETRP do que em ETRL, conforme indicado pelas razões  $\text{La}/\text{Eu}_N$  e  $\text{Gd}/\text{Lu}_N$ , isso devido à maior solubilidade dos complexos de ETRP em comparação aos ETRL. Os teores de elementos HFSE aumentam

da rocha fresca em direção à zona de fosfato, e diminuem na zona de titânio, cobertura profunda e cobertura superficial. Esta variação nos teores de elementos traços é resultado da mineralogia primária observada nas rochas e da composição das fases minerais neoformadas ao longo dos perfis.

Os dados de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidos nesta tese indicam que a colocação do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira ocorreu no Cretáceo Superior, em pelo menos três pulsos magmáticos separados, i.e. há 96 Ma, 85-86 Ma e 79 Ma. As idades K-Ar prévias de micas da APIP, associadas aos resultados geocronológicos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidos neste trabalho para o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira, indicam que o magmatismo alcalino em toda a APIP aparenta ter ocorrido em múltiplos estágios entre 96 e 79 Ma, com o evento magmático associado à idade de 85-86 Ma presente em todos os complexos alcalinos da província. A sequência de atividade ígnea alcalina-carbonatítica associada à fenitização, começando com magmas ultramáficos e terminando com magmas carbonatíticos, sugerida neste trabalho, também foi descrita para a história geológica da Província oeste do Quênia e para inúmeros lugares em todo o mundo onde magmas carbonatíticos são reconhecidos. Todas as ocorrências ígneas na APIP têm sido previamente consideradas como províncias magmáticas independentes. No entanto, elas são relativamente próximas umas das outras em espaço e foram originadas no mesmo período, sugerindo que uma célula de convecção do tipo *edge-driven* aparenta ser mais apropriada do que a hipótese de pluma mantélica para explicar a origem do complexo alcalino carbonatítico de Tapira e, conseqüentemente, da Província Ígnea do Alto Paranaíba.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico Geológico**, v. 41, p. 169-263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-363, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 139-158, 1983.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Pre-Cambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: NAIRN, E.M. & STHELI, F.G. (Ed.) **The ocean basins and margins**. New York: Plenum Publishing Co, 1973, p. 441-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado tectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 52, p. 50-60, 1980.
- AMARAL, G.; BORN, H.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; KAWASHITA, K.; MACHADO, D.L.; OLIVEIRA, E.P.; PAULO, S.R.; TELLO, C.A. Fission track analysis of apatites from São Francisco craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3/4, p. 285-294, 1997.
- Araujo, A.L.N.; Carlson, R.W.; Gaspar, J.C.; Bizzi, L.A. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 142, p. 163-177, 2001.
- BARBOSA, O. **Guia das Excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1955, p. 3-5.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003, 528 p.
- BOWEN, G.J.; BEERLING, D.J.; KOCH, P.L.; ZACHOS, J.; QUATTLEBAUM, T. A Humid climate state during the Paleocene/Eocene thermal maximum. **Nature**, v. 432, p. 495-499, 2004.
- BRIGATTI, M.F.; MEDICI, L.; SACCANI, E.; CACCARO, C. Crystal chemistry and petrologic significance of Fe<sup>3+</sup>-rich phlogopite from the Tapira carbonatite complex, Brazil. **American Mineralogist**, v. 81, p. 913-927, 1996.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40, 1991.

BROD, J. A. **Petrology and geochemistry of the tapira alkaline complex, minas gerais state, Brazil**. 1999. 486 f. Thesis (Doctor of philosophy) – Department of Geological Sciences, Durham University, Durham, 1999. Disponível em: <<http://etheses.dur.ac.uk/4971/>>.

BROD, J.A.; GASPAR, J.C.; ARAÚJO, D.P.; GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; JUNQUEIRA-BROD, T.C. Flogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. **Journal of Southeast Asian Earth Sciences**, v. 19, n. 1, p. 265-296, 2001.

BROD, J.A.; GASPAR, J.C.; DINIZ-PINTO, H.S.; JUNQUEIRA-BROD, T.C. Spinel chemistry and petrogenic process in the Tapira alkaline-carbonatite complex, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 23-32, 2005.

BROD, J.A.; GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; SEER, H.J.; MORAES, L.C.; BOAVENTURA, G.R. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 408-412, 2000.

BROD, J.A.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; GASPAR, J.C.; PETRONOVIC, I.A.; VALENTE, S.C.; CORVAL, A. Decoupling of paired elements crossover REE patterns and mirrored spider diagrams: Fringerpriting liquid immiscibility in the Tapira alkaline-carbonatite complex, SE Brazil. **Journal of South America Earth Science**, v. 41, p. 41-56, 2013.

BROD, J.A.; RIBEIRO, C.C.; GASPAR, J.C.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; BARBOSA, E.S.R.; RIFFEL, B.F.; SILVA, J.F.; CHABAN, N.; FERRARI, A.J.D. **Excursão 1: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Guia de excursão)**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004, 29 p.

Comin-Chiaramonti, P.; de Barros Gomes, C.; Cundari, A.; Castorina, F.; Censi, P., 2007. A review of carbonatitic magmatism in the Paraná–Angola–Etendeka system. **Geophysical Research Abstracts**, v. 9, p. 11507.

CONCEIÇÃO, F.T. 2012. **Geocronologia e avaliação das taxas de intemperismo de Catalão I (GO)**. 117 f. Tese (Livre-Docência) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2012.

CONCEIÇÃO, F.T.; BONOTTO, D.M. Radionuclides, heavy metals and fluorine incidence at Tapira phosphate rocks, Brazil, and their industrial (by) products. **Environmental Pollution**, v. 139, p. 232-243, 2006.

CORDERY, M.J.; DAVIES, G.F.; CAMPBELL, I.H.; Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 20179-20197, 1997.

CORNU, S.; MONTAGNE, D.; VASCONCELOS, P.M. Dating constituent formation in soils to determine rates of soil processes: A review. **Geoderma**, v. 153, p. 293-303, 2009.

COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G.A. Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., 1982, Buenos Aires. **Anais...** Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, 1982. Vol. 5, n. 2, p. 185-196.



DAMMER, D., MCDOUGALL, I., CHIVAS, A.R., Timing of weathering-induced alteration of manganese deposits in Western Australia: evidence from K/Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. **Economic Geology**, v. 94, p. 87-108, 1999.

DAMMER, D.; CHIVAS, A.R.; MCDOUGALL, I. Isotopic dating of supergene manganese oxides from the Groote Eylandt deposit, Northern Territory, Australia. **Economic Geology**, v. 91, n. 2, p. 386-401, 1996.

DARDENNE, M.A. The Brasilia Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, 31st International Geological Congress, 2000, p. 231-263.

DEINO, A.; POTTS, R. Single-crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Olorgesailie Formation, southern Kenya rift. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 8453-8470, 1990.

DEMIDJUK, Z.; TURER, S.; SANDIFORD, M.; GEORGE, R.; FODEN, J.; ETHERIDGE, M. U-series isotope and geodynamic constraints on the mantle melting processes beneath the Newer Volcanic Province in South Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, p. 517-533, 2007.

DIAS-BRITO, D.; MUSACHIO, E.A.; CASTRO, J.C.; MARANHÃO, M.S.S.; SUÁREZ, J.M.; RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isótopos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 2011. **Anuário Mineral Brasileiro 2010**. Brasília, DNPM, v. 35, 871 p.

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 2012. **Sumário Mineral 2012**. Brasília, DNPM, v. 32, 136 p.

EBY, G.N.; MARIANO, A.N. Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Paraná Basin, Brazil-Paraguay. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 6, n. 3, p. 207-216, 1992.

ELDER, J. **The Bowels of the Earth**. Oxford: Oxford University Press, 1976, 222 p.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1199-1212, 1978.

FARRINGTON, R.J.; STEGMAN, D.R.; MORESI, L.N.; SANDIFORD, M.; MAY, D.A. Interactions of 3D mantle flow and continental lithosphere near passive margins. **Tectonophysics**, v. 483, p. 20-28, 2010.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 2, p. 195-206, 1996.

FERRARI, V.C.; TOLEDO, M.C.M.; SANTOS, C.N.; KAHN, H. Aspectos cristalquímicos, mineralógicos e tecnológicos da apatita de Tapira (MG). **Geochimica Brasiliensis**, v. 15, n. 1/2, p. 93-112, 2001.

FLECK, R.J.; SUTTER, J.F.; ELLIOT, D.H. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-

spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 41, p. 15-32, 1977.

FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMAN, L.A. **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. CPRM/DNPM, Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989. p. 109-120.

FOSFERTIL. **Relatório interno**. Tapira: Fosfertil, 2007.

FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA SOARES, A.C. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos Conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J. M. L. e MISI, A. coords. **O Cráton do São Francisco**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 161-185.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; D'EL-REY SILVA, L.J. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú. **Anais...** Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 215-216.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume – evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 1, p. 189-229, 1995.

GOMES, C.B.; RUBERTI, E.; MORBIDELLI, L. Carbonatite complexes from Brazil: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, p. 51-63, 1990.

GOOGLE EARTH PRO. Imagens de satélite. Disponível em <<https://earth.google.com/>> Acesso em: 14 maio 2015.

GRAVINA, E.G. **Caracterização cristaloquímica de minerais ricos em titânio: perovskita e Ti-granada da região de Tapira, MG**. 2009, 171 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

HASUI, Y.; CORDANI, U.G. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás. In: XXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., 1968. **Anais...** Belo Horizonte: SBGeo, 1968, p. 139-143.

HÉNOCQUE, O.; RUFFET, G.; COLIN, F.; FERAUD, G.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of west African lateritic cryptomelanes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 62, n. 16, p. 2739–2756, 1998.

HERZ, N. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v. 88, n. 1, p. 101-112, 1977.

HUENE, F.V. Carta de F.von Huene ao Dr.Euzébio de Oliveira. **Mineração e Metalurgia**, v. 4, n. 22, p. 190, 1939.

JOURDAN, F.; MARK, D.F.; VERATI, C. Advances in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: from Archaeology to Planetary Sciences – introduction. In: JOURDAN, F.; MARK, D.F.; VERATI, C. (Ed.) **Advances in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: from Archaeology to Planetary Sciences**. London: Geological Society, Special Publications, 378, first published online January 16, 2014, 8 p. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1144/SP378.24>>

- KELLEY, S. K-Ar and Ar/Ar Dating. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 47, n. 1, p. 785-818, 2002.
- KING, B.C.; SUTHERLAND, D.S. Alkaline rocks of eastern and southern Africa. **Science Progress**, v. 48, p. 298-321, 504-524, 709-720, 1960.
- KING, S.D. Hotspots and edge-driven convection. **Geology**, v. 35, p. 223-226, 2007.
- KING, S.D.; ANDERSON, D.L. An alternative mechanism of flood basalt formation, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 136, 269-279, 1995.
- KING, S.D.; ANDERSON, D.L., Edge-driven convection. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 160, p. 289-296, 1998.
- KING, S.D.; RITSEMA, J. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. **Science**, v. 290, p. 1137-1140, 2000.
- KNESEL, K.M.; ZORANO, S.S.; VASCONCELOS, P.M.; COHEN, B.E.; SILVEIRA, F.V. Young volcanism in the Borborema Province, NE, Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, p. 38-50, 2011.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 68, p. 277-279, 1983.
- KUIPER, K.F., DEINO, A., HILGEN, F.J., KRIJGSMAN, W., RENNE, P.R., AND WIJBRANS, J.B. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. **Science**, v. 320, p. 500-504, 2008.
- LE BAS, M. J. Carbonatite magmas. **Mineralogical Magazine**, v. 44, n. 334, p. 133-140, 1981.
- LE BAS, M.J. **Carbonatite-nephelinite volcanism**. Bristol: Wiley, 1977, 347 p.
- LE MAITRE, R.W. **Igneous Rocks: A classification and glossary of terms**. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- LEDRU, M.P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993.
- LIMA, M.R.; MEZZALIRA, S.; DINO, R.; SAAD, A.R. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 7, n. 1/2, p. 5-9, 1986.
- MCDUGALL, I.; HARRISON T.M. **Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method**. New York: Oxford University Press, 1999, 212 p.
- MELO, M.T.V. Depósito de fosfato, titânio e nióbio de Tapira, Minas Gerais. Departamento nacional de produção mineral. In: Schobbenhaus, C; Queiroz, E. T; Coelho, C. E. S. **Principais depósitos minerais do Brasil**, v. IV(C). Brasília: DNPM/CPRM, 1997, p. 41-55.

- MERRIHUE, C.; TURNER, G. Potassium–Argon dating by activation with fast neutrons. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, p. 2852–2857, 1966.
- MIDDLEMOST, E.A.K. A simple classification of volcanic rocks. **Bulletin of Volcanology**, v. 36, p. 382-397, 1972.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MONTELLI, R.; NOLET, G.; DAHLEN, F.A.; MASTERS, G. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 7, Q11007, 2006.
- MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.
- MORGAN, W.J. Hot spot tracks and the early rifting of the Atlantic. **Tectonophysics**, v. 94, p. 123-139, 1983.
- MOURA, C.A.V.; PINHEIRO, B.L.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; GORAYEB, P.S.S.; GALARZA, M.A. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. **Geological Society**, London, Special Publication, v. 294, p. 173-196, 2008.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F.T.; MONTIBELLER, C. Geoquímica e geocronologia U-Pb e Sm-Nd dos ortognaisses da região de Pontalina (GO), Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 317-332, 2013a.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F.T. O Grupo Araxá na região sul-sudoeste do Estado de Goiás. **Geologia USP-Série Científica**, p. 5-28, 2013b.
- NESBIT, H.W.; YOUNG, G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, v. 97, p. 129-147, 1989.
- NESBIT, H.W.; YOUNG, G.M., Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, p. 1523-1534, 1984.
- OLIVEIRA, S.M.B.de; IMBERNON, R.A.L. Weathering alteration and related REE concentration in the Catalão I carbonatite complex, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 4, p. 379-388, 1998.
- PEARCE, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester: Wiley & Sons, 1982, p. 525-548.
- PEREIRA, M.J.; FEIJÓ, F.J.. Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, p. 219-234, 1994.

PESSEDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary international**, v. 114, n. 1, p. 35-43, 2004.

PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U–Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 345-357, 2011.

POTTS, P.J. **A handbook of silicate rock analysis**. New York: Blackie Academic, 1992, 622 p.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 203 -217, 1994.

RENNE, P.R.; CASSATA, W.S.; MORGAN, L.E. The isotope composition of atmospheric argon  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology: Time for a change? **Quaternary Geology**, v. 4, p. 288-298, 2009.

RENNE, P.R.; MUNDIL, R.; BALCO, G.; MIN, K.; LUDWIG, K.R. Joint determination of  $^{40}\text{K}$  decay constants and  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 74, p. 5349-5367, 2010.

RICHARDS, M.A.; DUNCAN, R.A.; COURTILLOT, V.E. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. **Science**, v. 246, p. 103-107, 1989.

RITSEMA, J.; VAN HEIJST, H.J.; WOODHOUSE, J.H. Complex shear velocity structure beneath Africa and Iceland. **Science**, v. 286, p. 1925-1928, 1999.

RODRIGUES, J.B. 2008. **Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí** - Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. 141 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Brasília, Brasília, 2008. Unpublished.

RUFFET, G.; INNOCENT, C.; MICHARD, A.; FERAUD, G.; BEAUVAIS, A.; NAHON, D.; HAMELIN, B. A geochronological  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  study of K–Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60, n. 12, p. 2219-2232, 1996.

RUXTON, B.P. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. **Journal of Geology**, v. 76, p. 518-527, 1968.

SANTOS, R.V.; CLAYTON, R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatite – a study of Brazilian alkaline complexes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 7, p. 1339-1352, 1995.

SCHIMIDT, W.; FLEISCHER, R. Estilo Estrutural do pré cambriano no sudoeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 431-434, 1978.

SEER, H. J. 1999. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais**. 267 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

SELLEY, R.C.; COCKS, L.R.M.; PLIMER, I.R. **Encyclopedia of Geology**. Oxford: Elsevier, v. 1, p. 43-76, 2005, 807 p.

SHAND, S.J. **Eruptive rocks**. London: Murby, 1949, 488 p.

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DAMÁZIO, W.L.; FERREIRA, S.N.; LUVIZOTTO, G.L. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Geologia USP-Série Científica**, v. 12, n. 2, p. 83-98, 2012.

SILVA, C.H. 2003. **Evolução Geológica da Faixa Brasília na Região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais**. 199 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

SIMÕES, L.S.A. 1995. **Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de MG**. 149 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SOARES, C. J.; GUEDES, S.; JONCKHEERE, R.; HADLER, J. C.; PASSARELLA, S. M.; DIAS, A. N. C. Apatite fission-track analysis of Cretaceous alkaline rocks of Ponta Grossa and Alto Paranaíba Arches, Brazil. **Geological Journal**, doi: 10.1002/gj.2694, 2015.

SONOKI, I.K, GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim do IG USP, Série Científica**, v. 19, p. 63-85, 1988.

SØRENSEN, H. **The Alkaline Rocks**. London: Wiley, 1974, 622 p.

SOUBIÈS, F.; MELFI, A.J.; AUTEFAGE, F. Comportamento geoquímico dos elementos terras raras nos alteritos da jazida de fosfato e titânio de Tapira (Minas Gerais, Brasil): a importância dos fosfatos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 1, p. 3-16, 1991.

SPEAR, F.S. **Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths**. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1993, 799 p.

SPIER, C. A.; VASCONCELOS, P. M.; OLIVIERA, S. M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, n. 1, p. 79-104, 2006

SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D.; NORRY, M.J. (Ed.), **Magmatism in ocean basins**. Special Publication 42. London: Geological Society of London, 1989, p. 313-345.

TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. Contribuição à Estratigrafia do Grupo Araxá na Região de Passos (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife: SBG, 1978, v.2, p.700-710.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd., 1994, 460 p.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A.L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. **Brazilian Journal of Geology**, v. 29, n. 2, p. 189-194, 1999.

THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.C.; DICKIN, P.; LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? **Journal of Petrology**, v. 39, n. 8, p. 1493-1526, 1998.

TOLEDO, M.C.M.; FERRARI, V.C.; NETO, A.A.; FONTAN, F.; MARTIN, F.; SANTOS, C.N.; CARVALHO, F.M.S. Fosfatos aluminosos com ferro do Grupo da Crandallita nas coberturas lateríticas de Catalão I, Juquiá e Tapira (Brasil) e Chirigué (Paraguai). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 393-406, 2002.

TOYODA, K.; HORIUCHI, H.; TOKONAMI, M. Dupal anomaly of Brazilian carbonatite: geochemical correlation with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 126, p. 315-331, 1994.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana**. Rotterdam, Netherlands: Balkema, 1994, 350 p.

UHLEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. **Revista Geonomos**, v. 2, n. 20, p. 1-14, 2012.

ULBRICH, H.H.G.J.; GOMES, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 135-154, 1981.

VALERIANO, C.M. 1999. **A Faixa Brasília meridional com ênfase no segmento da Represa de Furnas: Estado atual do conhecimento e modelos de evolução tectônica**. 90 f. Tese (Livre-Docência) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.

VALERIANO, C.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.A.J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.

VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DUARTE, B.P.; HEILBRON, M. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 221-234, 1995.

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S.A. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE- Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, p. 27-55, 2004a.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ CARNEIRO, C.; BRITO NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004b. p. 575-592.

VASCONCELOS, P.M.; BECKER, T.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G. K-Ar and Ar/Ar dating of supergene K-bearing sulphates and Mn oxides: paleoclimatic implications from the time-stratigraphic evolution of deep weathering profiles. In: 29th International Geological Congress, 29., 1992, Kyoto. **Proceedings...** Kyoto: CRC Press, 1992, p. 627.

VASCONCELOS, P.M. K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of weathering processes. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, v. 27, p. 183-229, 1999a.

VASCONCELOS, P.M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of supergene processes in ore deposits. **Reviews in Economic Geology**, v. 12, p. 73-113, 1999b.

VASCONCELOS, P.M.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H.; BECKER, T.A. Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 6, p. 1635-1665, 1994.

VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A.T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A.J.; TEIXEIRA, W.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, p. 297-342, 2002.

VIEIRA, R.A.B.; MENDES, M.P.; VIEIRA, P.E.; COSTA, L.A.R.; TAGLIARI, C.V.; BACELAR, L.A.P.; FEIJO, F.J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 191-202, 1994.

VOGT, P.R. Bermuda and Appalachian-Labrador rises: common non-hotspot processes? **Geology**, v. 19, p. 41-44, 1991.

WALL, F.; ZAITSEV, A.N. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. **The Mineralogical Society Series**, London, Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, v. 10, 2004.

WOOLEY, A.R.; KJARSGAARD, B.A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. **The Canadian Mineralogist**, v. 46, p. 741-752, 2008.

YEGOROV, L.S. Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. **International Geology Review**, v. 35, p. 346-358, 1993.

ZACHOS, J.C., From the greenhouse to the icehouse – a Southern-Ocean perspective of paleogene climate. **Oceanus**, v. 36, n. 4, p. 57-61, 1994.

ZHOU, H.W. A high resolution P wave model for the top 1200 km of the mantle. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 27791-27810, 1996.



**BIBLIOGRAFIA CONSULTADA**

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology constraints on late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 241, p. 80-94, 2006.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, Y. **Minerais Constituintes das Rochas: Uma Introdução**. 1ª Edição. Lisboa: Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 1966. 358 p.

DEINO, A.; POTTS, R. Age-probability spectra for examination of single-crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results: Examples from Olorgesailie, southern Kenya Rift. **Quaternary International**, v. 13/14, p. 47-53, 1992.

FAURE, G. **Principles and applications of geochemistry**. 2nd Ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1998, 600p.

HENRICH, E.W. **Microscopic Identification of Minerals**. 1<sup>st</sup> Edition. New York: McGraw Hill Inc., 1965, 414 p.

KERR, P.F. **Optical Mineralogy**. 1<sup>st</sup> Edition. New York: McGraw Hill Inc., 1977, 492 p.

KLEIN, C. **The 22<sup>nd</sup> edition of the manual of Mineral Science - after J.D. Dana**. 22<sup>nd</sup> Edition. New York: John Wiley & Sons Inc., 2002, 632 p.

MACHADO, F.B.; MOREIRA, C.A.; ZANARDO, A; ANDRE, A.C.;GODOY, A.M.; FERREIRA, J.A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A.J.R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M.A.F.de. 2003. **Enciclopédia Multimídia de Minerais**. [on-line].ISBN: 85-89082-11-3 Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/museudpm>>

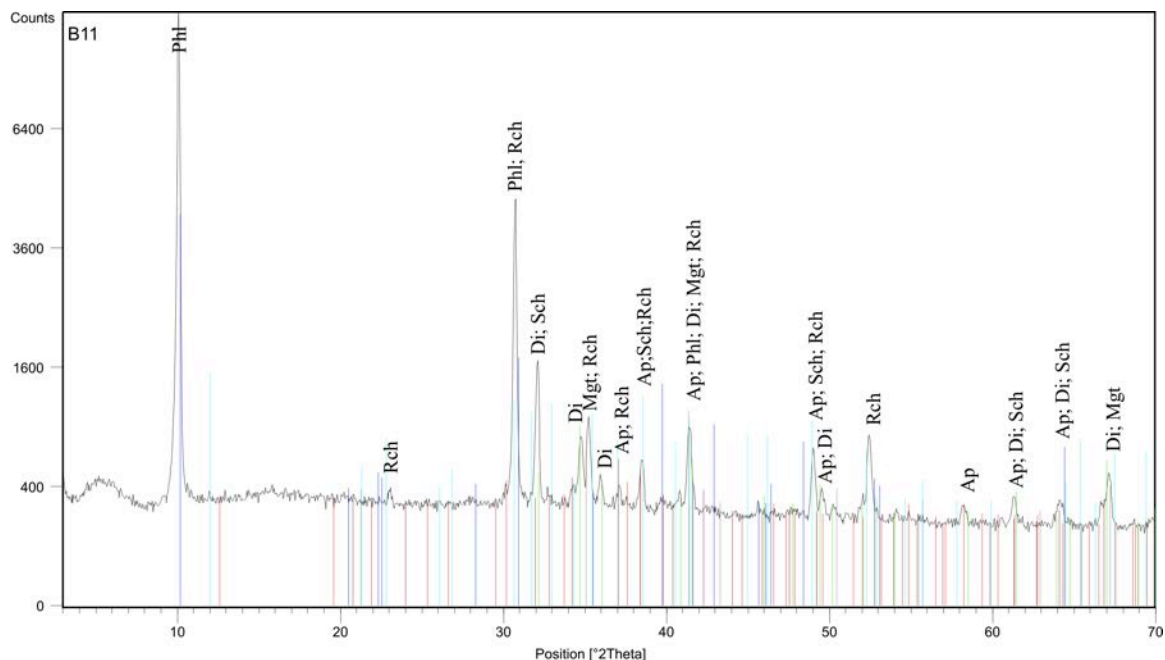
MORBIDELLI, L.; GOMES, C.B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. **Earth Sciences Reviews**, v. 39, p. 135-168, 1995.

ROLLINSON, H. **Using Geochemical data (evaluation, presentation, interpretation)**. London: Longman Group, 1993, 352 p.

SADOWSKI, G.R.; DIAS NETO, C. de M. O Lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 209-212, 1981.

## APÊNDICE A. INTERPRETAÇÃO DOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS X

### B11 Difratograma:



#### Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
10,1017	9612,61	0,1968	10,16772	100,00
23,0303	79,29	0,2952	4,48417	0,82
30,7330	4408,53	0,2460	3,37807	45,86
32,0859	1385,52	0,2460	3,23914	14,41
34,7551	484,60	0,1968	2,99720	5,04
35,2231	655,69	0,1968	2,95861	6,82
35,9883	166,06	0,1476	2,89771	1,73
37,0936	108,76	0,2952	2,81428	1,13
38,4939	328,92	0,1968	2,71557	3,42
41,3974	614,15	0,2952	2,53261	6,39
49,0018	466,20	0,1968	2,15854	4,85
49,5213	141,73	0,2460	2,13730	1,47
52,4476	611,23	0,1968	2,02581	6,36
58,2307	93,30	0,2952	1,83974	0,97
61,3164	147,50	0,2460	1,75551	1,53
64,1609	118,42	0,3936	1,68546	1,23
67,1316	319,44	0,3000	1,61786	3,32

#### Lista de padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-070-0797	27	Fluorapatite (OH, Cl-bearing)	Ca <sub>4</sub> .9101 ( P O <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> .03 Cl. <sub>205</sub> ( O H ). <sub>165</sub> F. <sub>75</sub>
00-042-1437	25	Phlogopite-1\ITM\RG,	K ( Mg , Fe ) <sub>3</sub> ( Al , Fe ) Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ( O H , F ) <sub>2</sub>

		ferroan	
00-002-0663	42	Diopside	Ca Mg ( Si O3 )2
01-079-0419	43	Magnetite	Fe3 O4
01-089-7307	22	Schorlomite	Ca3 Ti2 ( Fe2 +3 Si ) O12
00-010-0456	18	Richterite	( Na , K )2 Ca ( Mg , Mn )5 Si8 O22 ( O H )2

## B12

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
6,0216	80,96	0,5904	17,04255	0,90
10,0991	9043,40	0,2460	10,17016	100,00
20,2828	633,24	0,2460	5,08384	7,00
27,7265	138,20	0,2952	3,73594	1,53
30,6500	6327,27	0,2460	3,38697	69,97
32,0996	136,76	0,1968	3,23776	1,51
34,3019	1271,23	0,1968	3,03555	14,06
38,0529	522,81	0,2460	2,74583	5,78
38,5326	183,09	0,2460	2,71292	2,02
41,2408	1104,13	0,2460	2,54179	12,21
43,3534	151,56	0,1476	2,42347	1,68
46,1734	102,89	0,2952	2,28284	1,14
50,5955	79,68	0,2952	2,09479	0,88
52,2766	1194,53	0,2952	2,03195	13,21
55,8099	251,41	0,2952	1,91270	2,78
57,1132	153,69	0,2952	1,87260	1,70
62,5564	182,62	0,2460	1,72412	2,02
63,9097	91,26	0,3936	1,69136	1,01
66,5148	87,93	0,4800	1,63111	0,97

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-083-0578	53	Calcite	Ca ( C O3 )
01-075-0519	46	Ilmenite	Fe Ti O3
01-082-0229	37	Perovskite, syn	Ca Ti O3
00-010-0481	30	Phlogopite 1M or 3T, syn	K Mg3 ( Si3 Al O10 ) ( O H )2
00-009-0432	16	Hydroxylapatite, syn	Ca5 ( P O4 )3 ( O H )
00-002-0663	15	Diopside	Ca Mg ( Si O3 )2
01-089-2109	13	Vermiculite (C6 H14 N O2 loaded)	( Mg2.36 Fe.48 Al.16 ) ( Al1.28 Si2.72 ) O10 ( O H )2 ( C6 H14 NO2 )

## B13

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
6,3838	218,31	0,7872	16,07652	56,43
24,7005	123,28	0,3936	4,18517	31,86
29,3776	386,90	0,2460	3,53022	100,00
35,0415	76,47	0,5904	2,97343	19,77
37,1114	209,84	0,1968	2,81294	54,24
38,5878	185,67	0,2952	2,70919	47,99
41,5836	99,89	0,4800	2,51992	25,82

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-087-1166	52	Hematite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
01-071-1168	48	Anatase	TiO <sub>2</sub>
00-012-0261	34	Fluorapatite	Ca <sub>5</sub> F(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
01-089-0895	20	Taranakite (deuterated), syn	K <sub>3</sub> Al <sub>5</sub> (DPO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> O) <sub>18</sub>

## B14

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
14,2441	387,16	0,2952	7,21996	59,11
17,9906	221,23	0,1968	5,72519	33,77
24,7177	655,02	0,2460	4,18230	100,00
29,1444	174,51	0,5904	3,55785	26,64
35,0664	210,29	0,2460	2,97138	32,10
38,8528	105,06	0,5904	2,69141	16,04
42,9994	87,00	0,3936	2,44246	13,28
56,0540	66,95	0,7200	1,90366	10,22

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
00-003-0251	47	Goethite	Fe +3 O (OH)
01-071-1169	45	Anatase	TiO <sub>2</sub>
00-034-0152	47	Goyazite	SrAl <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> )(PO <sub>3</sub> OH)(OH) <sub>6</sub>
01-080-0886	16	Kaolinite 1\ITA\RG	Al <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )(OH) <sub>4</sub>

## B15

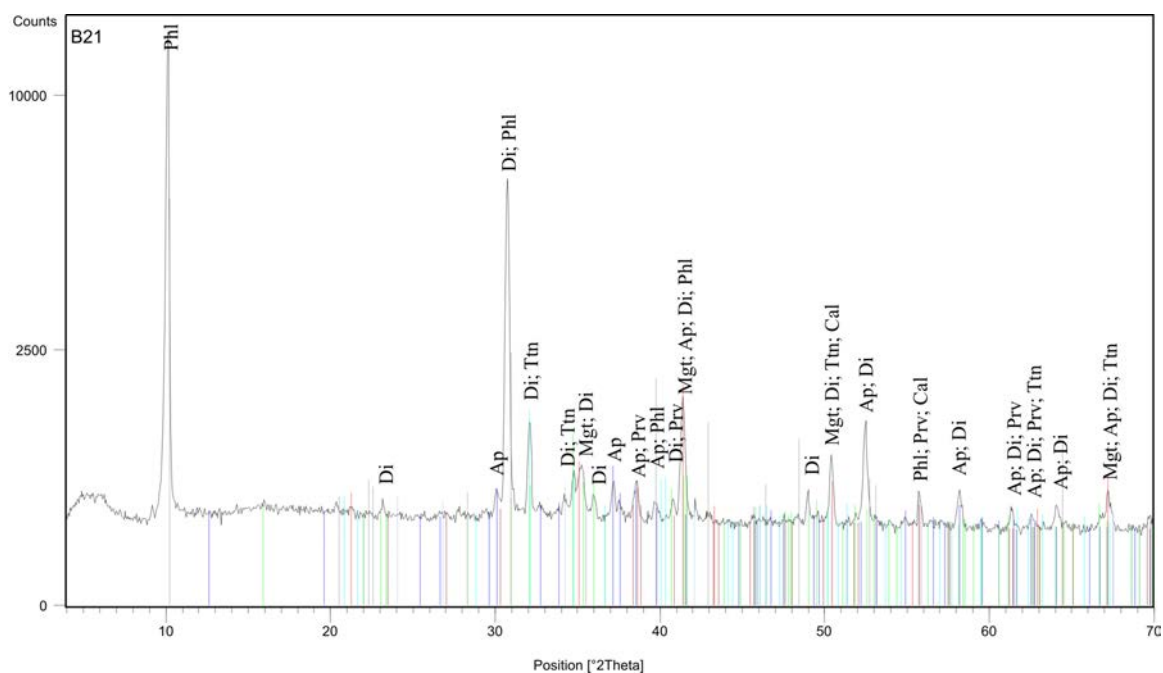
## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
14,3350	596,82	0,2952	7,17438	100,00
24,7158	499,24	0,2460	4,18261	83,65
28,9447	318,75	0,2460	3,58186	53,41
35,4119	65,73	0,9840	2,94331	11,01
38,8548	114,61	0,5904	2,69128	19,20
43,0195	136,74	0,4800	2,43961	22,91

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
00-003-0251	41	Goethite	Fe +3 O (OH)
00-001-0527	27	Kaolinite	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
00-033-0257	20	Crandallite-\ITH\RG	CaAl <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> )(PO <sub>3</sub> OH)(OH) <sub>6</sub>
01-071-1169	30	Anatase	TiO <sub>2</sub>
00-012-0219	19	Montmorillonite-18A	Na <sub>0.3</sub> (AlMg) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> O <sub>H2</sub> !6H <sub>2</sub> O

B21  
Difratograma:



Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
4,9377	113,87	0,5904	20,78059	0,93
6,1273	98,92	0,5904	16,74908	0,81
10,1210	12263,22	0,1968	10,14828	100,00
23,1302	81,67	0,2952	4,46503	0,67
30,0630	181,48	0,1476	3,45153	1,48
30,7526	6624,08	0,2460	3,37593	54,02
32,0784	957,03	0,2460	3,23985	7,80
34,7436	357,92	0,1968	2,99812	2,92
35,2712	420,47	0,2460	2,95468	3,43
36,0219	158,47	0,1968	2,89508	1,29
37,1715	291,81	0,1476	2,80856	2,38
38,6280	294,32	0,2460	2,70648	2,40
39,7031	112,69	0,2952	2,63603	0,92
40,7884	129,03	0,1476	2,56876	1,05
41,3942	1368,88	0,1968	2,53278	11,16
48,9700	210,95	0,1476	2,15983	1,72
50,4107	612,57	0,1968	2,10197	5,00
52,4524	997,78	0,2460	2,02562	8,14
55,7434	240,67	0,1968	1,91479	1,96
58,1678	236,79	0,1968	1,84154	1,93
61,3667	122,90	0,1968	1,75419	1,00
62,6191	77,02	0,2952	1,72257	0,63
64,0874	150,59	0,2460	1,68717	1,23
67,2122	277,80	0,1800	1,61615	2,27

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-086-1362	48	Magnetite	Fe <sub>2.929</sub> O <sub>4</sub>
01-087-2027	38	Fluorapatite (Na,Ce,Dy-bearing), syn	(Ca <sub>9.11</sub> Na <sub>0.39</sub> Ce <sub>0.34</sub> Dy <sub>0.16</sub> )(P <sub>5.88</sub> Si <sub>0.12</sub> )O <sub>24</sub> F <sub>2.25</sub>
01-086-0932	39	Diopside	Ca Mg Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
00-042-1437	28	Phlogopite-1\ITM\RG, ferroan	K (Mg, Fe) <sub>3</sub> (Al, Fe) Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
01-078-1013	30	Perovskite	Ca Ti O <sub>3</sub>
00-025-0177	24	Titanite, syn	Ca Ti O (Si O <sub>4</sub> )
00-003-0593	15	Calcite	Ca C O <sub>3</sub>

## B22

## Lista de Picos:

Pos. [°2 $\theta$ .]	Height [cts]	FWHM [°2 $\theta$ .]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
4,8517	71,54	0,7872	21,14897	0,57
6,1679	71,38	0,7872	16,63891	0,57
10,0806	12506,20	0,1968	10,18885	100,00
12,0387	174,38	0,1476	8,53627	1,39
20,2437	1397,35	0,1968	5,09357	11,17
27,6496	111,12	0,3936	3,74613	0,89
30,6170	9293,17	0,2460	3,39053	74,31
31,5108	130,56	0,1476	3,29669	1,04
32,8567	294,12	0,1968	3,16514	2,35
34,3665	733,36	0,2460	3,03001	5,86
36,0566	462,13	0,1968	2,89238	3,70
36,9646	78,35	0,3936	2,82373	0,63
38,0058	290,42	0,1968	2,74911	2,32
38,5894	100,23	0,2460	2,70908	0,80
39,6506	77,72	0,2952	2,63938	0,62
41,2051	1345,75	0,3444	2,54389	10,76
48,1101	100,17	0,2952	2,19608	0,80
50,5966	71,64	0,3936	2,09475	0,57
52,1818	1940,74	0,3444	2,03538	15,52
55,7778	101,27	0,3936	1,91371	0,81
57,1184	73,16	0,3936	1,87245	0,58
62,5195	98,67	0,2952	1,72503	0,79
63,8624	138,63	0,6000	1,69125	1,11

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-083-0578	47	Calcite	Ca (C O <sub>3</sub> )
01-073-2361	40	Dolomite	Ca Mg (C O <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
01-075-1208	37	Ilmenite, syn	Fe Ti O <sub>3</sub>
00-042-0423	21	Perovskite, syn	Ca Ti O <sub>3</sub>
00-024-0867	28	Phlogopite-1\ITM\RG, syn	K Mg <sub>3</sub> (Si <sub>3</sub> Al) O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
01-072-2399	36	Strontiumapatite	Sr <sub>6</sub> Ca <sub>4</sub> (P O <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> F <sub>2</sub>
01-089-2109	10	Vermiculite (C <sub>6</sub> H <sub>14</sub> N O <sub>2</sub> loaded)	(Mg <sub>2.36</sub> Fe <sub>4.8</sub> Al <sub>1.6</sub> ) (Al <sub>1.28</sub> Si <sub>2.72</sub> ) O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> (C <sub>6</sub> H <sub>14</sub> NO <sub>2</sub> )

## B23

## Lista de Picos:

Pos. [ $^{\circ}$ 2Th.]	Height [cts]	FWHM [ $^{\circ}$ 2Th.]	d-spacing [ $\text{\AA}$ ]	Rel. Int. [%]
4,1143	88,97	0,3936	24,93733	4,83
21,2565	101,26	0,2952	4,85346	5,50
27,9522	67,56	0,5904	3,70637	3,67
29,4092	657,03	0,1968	3,52651	35,70
30,0359	251,00	0,1476	3,45456	13,64
35,0925	340,62	0,1968	2,96924	18,51
37,1429	285,30	0,1968	2,81064	15,50
38,5892	238,98	0,3936	2,70909	12,99
39,7872	125,01	0,2952	2,63068	6,79
41,4014	1840,21	0,2460	2,53235	100,00
44,2896	70,19	0,4920	2,37474	3,81
50,5005	320,13	0,2952	2,09848	17,40
54,8275	166,17	0,2952	1,94424	9,03
56,3010	142,91	0,2952	1,89736	7,77
58,1199	109,19	0,3936	1,84292	5,93
62,8934	157,73	0,5904	1,71582	8,57
63,6727	140,88	0,2952	1,69699	7,66
64,7771	92,15	0,2952	1,67113	5,01
67,2453	481,38	0,2400	1,61544	26,16

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-088-1940	73	Magnesioferrite, syn	Mg Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
01-071-1167	48	Anatase	Ti O <sub>2</sub>
01-087-0480	45	Britholite (Nd-exchanged), syn	Ca <sub>9</sub> Nd ( P O <sub>4</sub> ) <sub>5</sub> ( Si O <sub>4</sub> ) F <sub>1.5</sub> O <sub>0.25</sub>
00-014-0183	22	Rectorite	Na - Ca - K - Al - Si - O H !3 H <sub>2</sub> O
01-087-1164	45	Hematite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

## B24

## Lista de Picos:

Pos. [ $^{\circ}$ 2Th.]	Height [cts]	FWHM [ $^{\circ}$ 2Th.]	d-spacing [ $\text{\AA}$ ]	Rel. Int. [%]
14,3209	568,73	0,3444	7,18143	77,45
18,0462	111,15	0,2952	5,70768	15,14
24,7008	598,98	0,2952	4,18512	81,57
29,3752	734,28	0,1968	3,53050	100,00
35,2201	156,56	0,3936	2,95882	21,32
38,7912	170,02	0,4920	2,69553	23,16
41,3931	291,40	0,1968	2,53284	39,68
43,0839	208,61	0,3936	2,43790	28,41
44,1245	115,79	0,2952	2,38317	15,77
48,2039	73,81	0,7872	2,19206	10,05
56,3060	149,27	0,3936	1,89720	20,33
62,8587	95,79	1,2000	1,71543	13,05

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-071-1167	60	Anatase	Ti O <sub>2</sub>
01-074-2034	49	Titanomagnetite	( Fe <sub>4.42</sub> Fe <sub>5.245</sub> Ti <sub>4.72</sub> Al <sub>0.7</sub> Mg <sub>0.4</sub> Cr <sub>0.3</sub> V <sub>0.15</sub> ) ( Fe <sub>7.82</sub> Mn <sub>0.114</sub> Si <sub>0.06</sub> ) O <sub>32</sub>

00-017-0536	50	Goethite	Fe +3 O ( O H )
01-086-2315	38	Goyazite	Sr Al3 ( P O4 )2 ( O H )5 ( H2 O )
01-080-0885	30	Kaolinite 1\ITA\RG	Al2 ( Si2 O5 ) ( O H )4

## B25

## Lista de Picos:

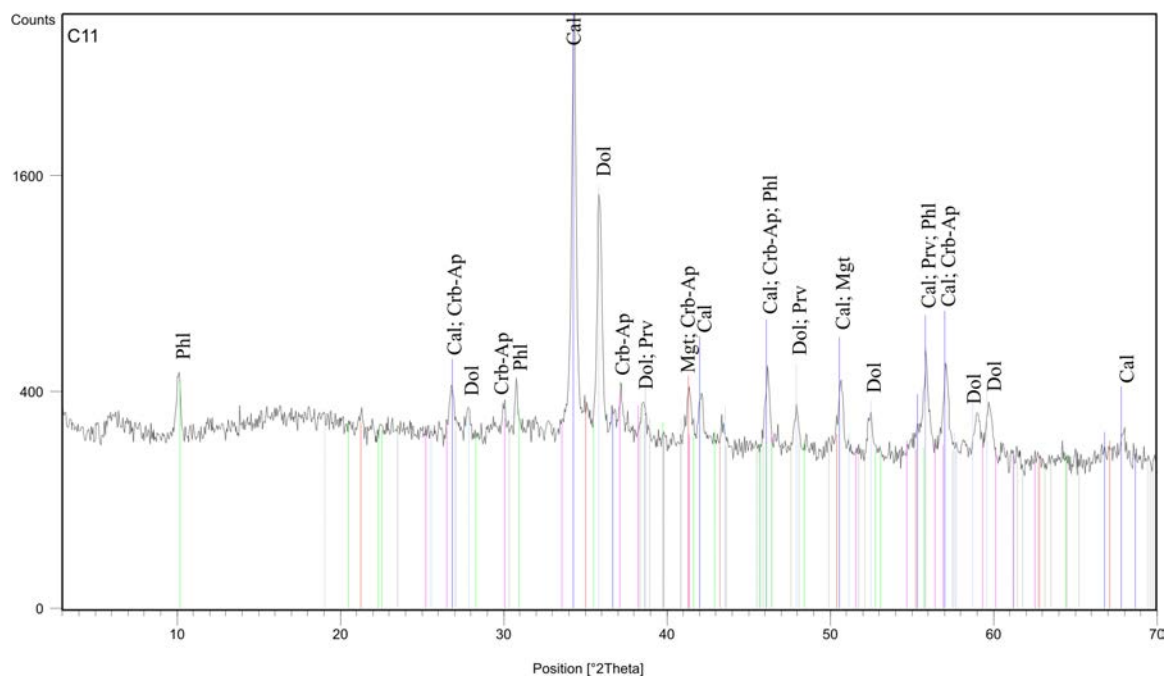
Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
5,9936	14,89	4,0000	17,10970	2,02
6,0067	7,45	4,0000	17,10970	1,01
14,2216	736,83	0,6101	7,22607	100,00
14,2527	368,41	0,6101	7,22607	50,00
18,0452	100,29	0,4863	5,70388	13,61
18,0848	50,14	0,4863	5,70388	6,81
23,8135	60,50	4,0000	4,33554	8,21
23,8660	30,25	4,0000	4,33554	4,11
24,7906	586,84	0,3666	4,16717	79,64
24,8454	293,42	0,3666	4,16717	39,82
28,8578	559,00	0,4890	3,58982	75,87
28,9219	279,50	0,4890	3,58982	37,93
29,3727	512,79	0,3980	3,52824	69,59
29,4380	256,39	0,3980	3,52824	34,80
34,6835	45,98	1,5529	3,00098	6,24
34,7613	22,99	1,5529	3,00098	3,12
38,9976	144,38	0,4480	2,67987	19,59
39,0858	72,19	0,4480	2,67987	9,80
43,0943	170,77	0,7501	2,43558	23,18
43,1927	85,38	0,7501	2,43558	11,59
48,7246	73,07	2,5811	2,16847	9,92
48,8375	36,54	2,5811	2,16847	4,96
51,1378	13,02	0,0125	2,07255	1,77
51,2570	6,51	0,0125	2,07255	0,88
56,0302	110,62	1,0592	1,90440	15,01
56,1628	55,31	1,0592	1,90440	7,51
63,4444	86,00	2,2981	1,70122	11,67
63,5985	43,00	2,2981	1,70122	5,84

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-071-1167	62	Anatase	Ti O2
00-026-0991	60	Eylettersite	Th1-x Al3 ( P O4 )2 ( O H )6
00-017-0536	45	Goethite	Fe +3 O ( O H )
00-029-1488	51	Kaolinite-1\ITMd\RG	Al2 Si2 O5 ( O H )4
00-012-0219	28	Montmorillonite-18A	Na0.3 ( Al Mg )2 Si4 O10 O H2 !6 H2 O



C11  
Difratograma:



Lista de Picos:

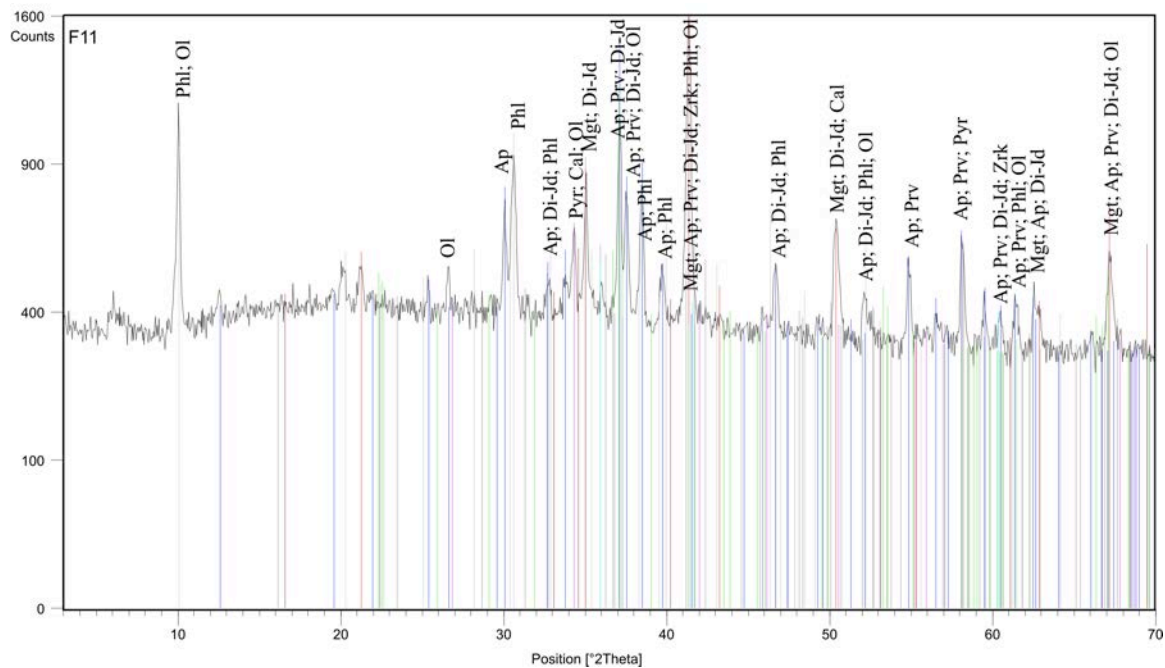
Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
10,1172	217,05	0,2460	10,15220	7,79
26,8108	159,07	0,2952	3,86112	5,71
27,8338	85,81	0,2952	3,72186	3,08
30,0437	84,78	0,2952	3,45373	3,04
30,7631	182,89	0,1476	3,37484	6,56
34,3206	2786,87	0,2460	3,03398	100,00
35,8817	1154,28	0,2460	2,90604	41,42
37,1725	168,85	0,1476	2,80851	6,06
38,5469	108,88	0,2952	2,71198	3,91
41,3414	175,07	0,1968	2,53590	6,28
42,0594	134,32	0,2460	2,49452	4,82
46,1933	255,69	0,2460	2,28193	9,17
47,9649	109,64	0,2952	2,20236	3,93
50,6425	233,68	0,1968	2,09300	8,39
52,4505	112,14	0,2952	2,02571	4,02
55,8867	332,03	0,1968	1,91030	11,91
57,0915	293,18	0,2460	1,87327	10,52
58,9988	114,95	0,2952	1,81790	4,12
59,7851	134,83	0,2952	1,79616	4,84
67,9336	89,75	0,3600	1,60101	3,22

Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-083-0578	64	Calcite	Ca ( C O3 )
01-086-1346	39	Magnetite	Fe2.962 O4
01-073-2444	45	Dolomite	Ca Mg ( C O3 )2
00-012-0529	25	Carbonate-apatite	( Ca , Mg , Na , H3 )5 ( P , C )3 O12 ( O H , Cl , F )
01-072-1192	33	Perovskite	Ca Ti O3

00-042-1437 25 Phlogopite- K ( Mg , Fe )<sub>3</sub> ( Al , Fe ) Si<sub>3</sub> O<sub>10</sub> ( O H , F )<sub>2</sub>  
1\ITM\RG, ferroan

F11  
*Difratograma :*



Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
10,0558	817,80	0,1968	10,21401	65,79
20,1150	104,60	0,2952	5,12586	8,41
30,0470	360,54	0,1968	3,45335	29,00
30,5623	465,69	0,2460	3,39648	37,46
32,7338	93,52	0,2952	3,17673	7,52
34,3465	238,05	0,1968	3,03175	19,15
35,0615	469,20	0,1968	2,97182	37,75
37,1117	709,11	0,1968	2,81295	57,05
37,5429	373,52	0,1968	2,78179	30,05
38,4630	447,89	0,1476	2,71767	36,03
39,6897	162,42	0,2460	2,63691	13,07
41,3482	1243,02	0,2460	2,53550	100,00
46,7262	195,04	0,1968	2,25733	15,69
50,3606	324,31	0,2952	2,10395	26,09
52,1203	126,06	0,2952	2,03763	10,14
54,8602	208,16	0,2460	1,94319	16,75
58,1521	290,29	0,2460	1,84201	23,35
60,4899	98,54	0,2952	1,77718	7,93
61,4302	130,17	0,2952	1,75258	10,47
62,6348	128,83	0,4920	1,72220	10,36
67,1864	248,52	0,3000	1,61669	19,99

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-089-0688	64	Magnetite, syn	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
01-082-1109	63	Fluorapatite, syn	( Ca <sub>8.66</sub> Na <sub>0.51</sub> Nd <sub>0.82</sub> ) ( P <sub>5.68</sub> Si <sub>0.32</sub> O <sub>24</sub> ) F <sub>2</sub>
01-082-1503	27	Perovskite, syn	La <sub>2</sub> ( Ir Zn O <sub>6</sub> )
01-080-1866	23	Diopside-jadeite	( Ca <sub>0.55</sub> Na <sub>0.30</sub> Fe <sub>0.07</sub> Mg <sub>0.06</sub> ) ( Mg <sub>0.59</sub> Fe <sub>0.08</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.32</sub> ) ( Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> )
00-003-1100	13	Pyrochlore, syn	( Na , Ca , Fe , Ce ) <sub>2</sub> Nb <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ( O H , F )
00-038-0450	22	Zirkelite, heated	( Ca , Fe ) ( Nb , Ti , Ta , Zr ) O <sub>4</sub>
01-072-1652	33	Calcite	Ca C O <sub>3</sub>
00-010-0481	36	Phlogopite 1M or 3T, syn	K Mg <sub>3</sub> ( Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ) ( O H ) <sub>2</sub>
00-002-1343	23	Olivine	( Mg , Fe ) <sub>2</sub> Si O <sub>4</sub>

## F12

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
24,2382	621,67	0,2460	4,26375	23,35
30,0998	279,82	0,1968	3,44741	10,51
30,9931	2662,36	0,1968	3,35037	100,00
33,8134	155,55	0,1476	3,07809	5,84
35,0608	119,87	0,2952	2,97184	4,50
37,1179	534,49	0,1968	2,81247	20,08
37,5497	243,55	0,1968	2,78127	9,15
38,4634	337,78	0,1968	2,71762	12,69
39,7566	163,92	0,1476	2,63263	6,16
41,3607	590,73	0,2460	2,53474	22,19
42,6784	222,90	0,1476	2,45997	8,37
46,1094	98,04	0,2952	2,28583	3,68
49,7464	131,39	0,1476	2,12822	4,94
50,4107	185,74	0,2952	2,10197	6,98
53,7344	64,44	0,2952	1,98076	2,42
54,8362	59,32	0,2952	1,94395	2,23
58,1626	104,21	0,3936	1,84169	3,91
58,9562	340,98	0,1968	1,81908	12,81
67,3296	50,01	0,7200	1,61366	1,88

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-082-1109	53	Fluorapatite, syn	( Ca <sub>8.66</sub> Na <sub>0.51</sub> Nd <sub>0.82</sub> ) ( P <sub>5.68</sub> Si <sub>0.32</sub> O <sub>24</sub> ) F <sub>2</sub>
01-086-1355	36	Magnetite	Fe <sub>2.942</sub> O <sub>4</sub>
01-087-0059	22	Olivine, syn	( Co <sub>0.25</sub> Mg <sub>0.75</sub> ) <sub>2</sub> ( Si O <sub>4</sub> )
01-072-0165	18	Phlogopite	K <sub>0.9</sub> Mn <sub>0.1</sub> Mg <sub>3</sub> Fe Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>
		1\ITM\RG ferric	
00-012-0529	37	Carbonate-apatite	( Ca , Mg , Na , H <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> ( P , C ) <sub>3</sub> O <sub>12</sub> ( O H , Cl , F )
00-003-0860	24	Diopside, syn	Ca Mg Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>

## F13

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
12,5770	90,20	0,2952	8,17230	9,38

30,0842	481,40	0,1968	3,44915	50,06
30,9965	506,01	0,2460	3,35002	52,62
32,7773	214,49	0,1476	3,17260	22,30
33,7691	138,11	0,1968	3,08202	14,36
35,0896	92,43	0,3936	2,96948	9,61
37,1303	961,72	0,2460	2,81156	100,00
37,5872	593,48	0,1476	2,77860	61,71
38,4614	593,87	0,2952	2,71775	61,75
39,7707	281,59	0,1968	2,63173	29,28
41,4278	578,66	0,2460	2,53081	60,17
46,6404	362,16	0,1968	2,26123	37,66
50,4489	275,86	0,1968	2,10048	28,68
54,8434	248,33	0,1968	1,94372	25,82
56,5740	79,93	0,2952	1,88895	8,31
58,1413	294,20	0,2952	1,84231	30,59
59,4895	85,79	0,2952	1,80425	8,92
60,4368	81,77	0,2952	1,77858	8,50
61,4505	79,27	0,2952	1,75204	8,24
62,4969	265,51	0,1476	1,72560	27,61
67,4563	61,56	0,6000	1,61099	6,40

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-083-1010	71	Fluorapatite (Nd)- bearing), syn	( Ca <sub>3</sub> .604 Na <sub>0.244</sub> Nd <sub>0.152</sub> ) ( Ca <sub>5</sub> .058 Na <sub>0.27</sub> Nd <sub>0.666</sub> ) ( ( P <sub>5</sub> .68Si <sub>0.32</sub> ) O <sub>24</sub> ) F <sub>2</sub>
01-075-1609	56	Magnetite low, syn	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
00-009-0080	30	Monetite, syn	Ca P O <sub>3</sub> ( O H )
00-003-0747	51	Hydroxylapatite	Ca <sub>10</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> ( O H ) <sub>2</sub>
00-029-0981	17	Taranakite	H <sub>6</sub> K <sub>3</sub> Al <sub>5</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>8</sub> !18 H <sub>2</sub> O

## F14

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
18,0062	173,05	0,2952	5,72028	37,62
24,6847	412,89	0,2952	4,18780	89,75
29,3933	448,32	0,1968	3,52837	97,45
35,0938	227,23	0,3936	2,96913	49,39
38,7578	234,38	0,3444	2,69776	50,95
41,3546	460,05	0,1968	2,53510	100,00
42,9424	170,07	0,3936	2,44555	36,97
50,4329	72,96	0,5904	2,10111	15,86
56,2330	84,88	0,7200	1,89809	18,45

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-089-2355	70	Magnetite, syn	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
01-074-2195	45	Goethite, syn	Fe O O D
01-078-2486	44	Anatase, syn	Ti O <sub>2</sub>
01-086-2315	43	Goyazite	Sr Al <sub>3</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ( O H ) <sub>5</sub> ( H <sub>2</sub> O )

## F15

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
14,2826	697,91	0,3936	7,20059	100,00
24,8040	207,06	0,1968	4,16798	29,67
28,8033	352,97	0,3444	3,59907	50,58
31,0278	117,65	0,2952	3,34671	16,86
35,1448	70,53	0,7872	2,96496	10,11

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
00-011-0259	28	Kobeite-(Y)	Y Ti <sub>2</sub> ( O , O H ) <sub>6</sub>
00-026-0911	25	Illite-2\ITM\RG#1 [NR]	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>
00-001-0527	24	Kaolinite	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ( O H ) <sub>4</sub>
00-003-0251	34	Goethite	Fe +3 O ( O H )
00-025-1457	27	Crandallite	Ca Al <sub>3</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ( O H ) <sub>5</sub> ! H <sub>2</sub> O
00-012-0219	13	Montmorillonite-18A	Na <sub>0.3</sub> ( Al Mg ) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> O H <sub>2</sub> ! <sub>6</sub> H <sub>2</sub> O

## F16

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
14,2518	614,72	0,2952	7,21607	93,22
21,2407	659,42	0,1968	4,85702	100,00
23,6407	219,97	0,3936	4,36994	33,36
24,8407	182,79	0,3936	4,16191	27,72
28,8944	290,12	0,2952	3,58797	44,00
31,0336	221,59	0,1476	3,34610	33,60

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-078-1252	51	Quartz low, syn	Si O <sub>2</sub>
01-073-0335	35	Tridymite	Si O <sub>2</sub>
00-029-0041	44	Gibbsite	Al ( O H ) <sub>3</sub>
01-078-1996	30	Kaolinite 1\ITA\RG	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>
00-025-0119	20	Crandallite	Ca Al <sub>3</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ( O H ) <sub>5</sub> ! H <sub>2</sub> O

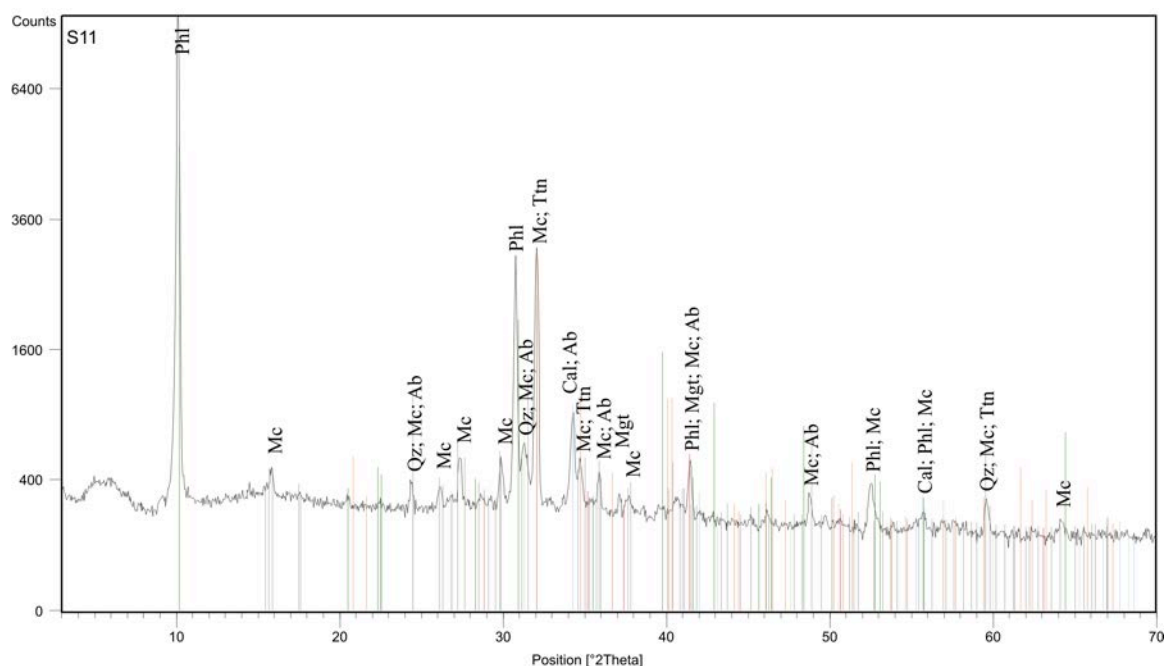
## S11

## Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
10,1279	8202,53	0,1968	10,14142	100,00
15,8386	167,00	0,1968	6,49713	2,04
24,4225	131,39	0,1476	4,23211	1,60
26,1691	105,79	0,1968	3,95410	1,29
27,3852	281,61	0,1968	3,78164	3,43
29,8670	275,49	0,1968	3,47369	3,36
30,7771	2665,20	0,2460	3,37334	32,49
31,2457	349,17	0,1968	3,32399	4,26
32,0539	2800,50	0,1968	3,24229	34,14
34,2826	664,07	0,1968	3,03723	8,10
34,7383	239,91	0,1476	2,99859	2,92

35,8982	208,98	0,1968	2,90475	2,55
37,1435	78,59	0,1476	2,81063	0,96
37,7760	38,83	0,7872	2,76525	0,47
41,4472	305,19	0,1968	2,52971	3,72
48,7875	127,88	0,1968	2,16744	1,56
52,5129	234,20	0,2952	2,02347	2,86
55,7217	69,13	0,2952	1,91550	0,84
59,5934	156,35	0,1968	1,80141	1,91
64,1122	57,36	0,4800	1,68536	0,70

Difratograma:



Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-081-2027	35	Calcite, syn	Ca ( C O3 )
00-042-1437	25	Phlogopite, ferroan	K ( Mg , Fe )3 ( Al , Fe ) Si3 O10 ( O H , F )2
00-003-0863	29	Magnetite	Fe3 O4
01-083-2467	37	Quartz low, syn	Si O2
00-019-0932	41	Microcline, intermediate	K Al Si3 O8
00-025-0177	26	Titanite, syn	Ca Ti O ( Si O4 )
00-003-0451	14	Albite	Na Al Si3 O8

S15

Lista de Picos:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
10,1529	129,76	0,2952	10,11648	16,35
14,3219	793,85	0,3444	7,18095	100,00
24,6802	401,14	0,2460	4,18856	50,53
28,9248	456,77	0,2460	3,58428	57,54
38,6953	121,79	0,3936	2,70195	15,34
41,3902	115,77	0,4800	2,53118	14,58

## Lista de Padrões:

Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
01-074-2195	34	Goethite, syn	Fe O O D
00-019-0544	30	Hendricksite-1\ITM\RG	K ( Zn , Mn , Fe )3 ( Si , Al )4 O10 ( O H )2
01-071-1167	22	Anatase	Ti O2
01-075-0938	28	Kaolinite 2\ITM\RG	Al2 Si2 O5 ( O H )4
00-025-1457	16	Crandallite	Ca Al3 ( P O4 )2 ( O H )5 ! H2 O
00-012-0219	20	Montmorillonite-18A	Na0.3 ( Al Mg )2 Si4 O10 O H2 !6 H2 O

## S16

## Lista de Picos:

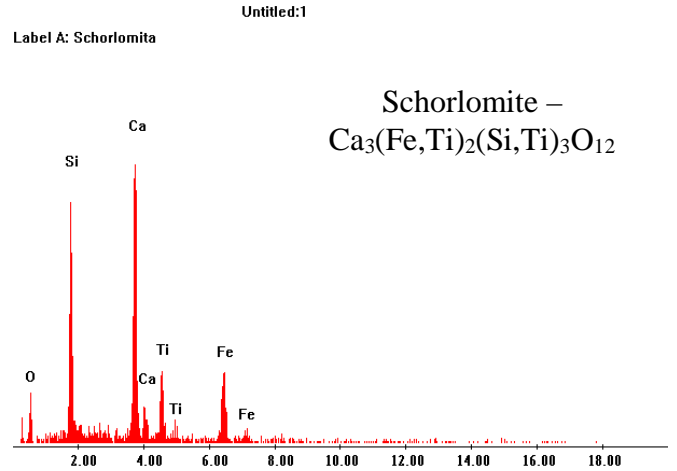
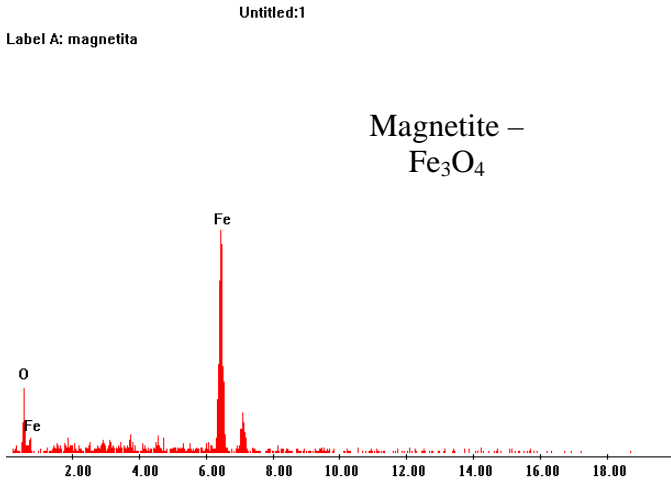
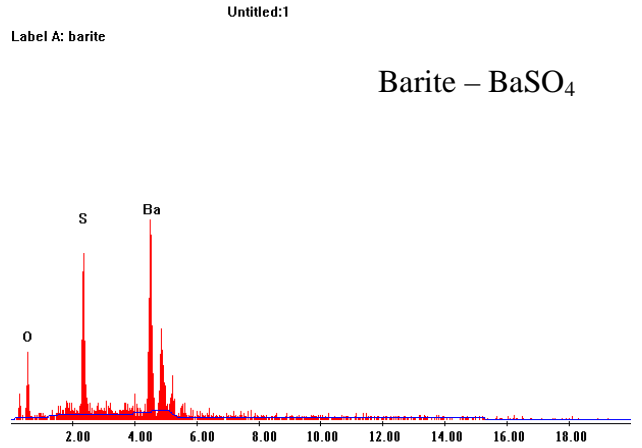
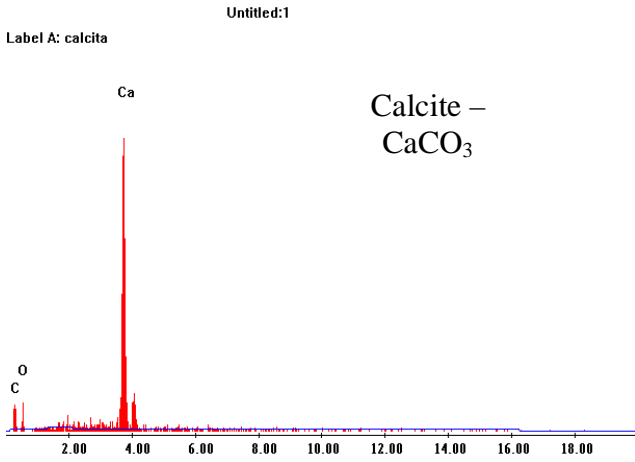
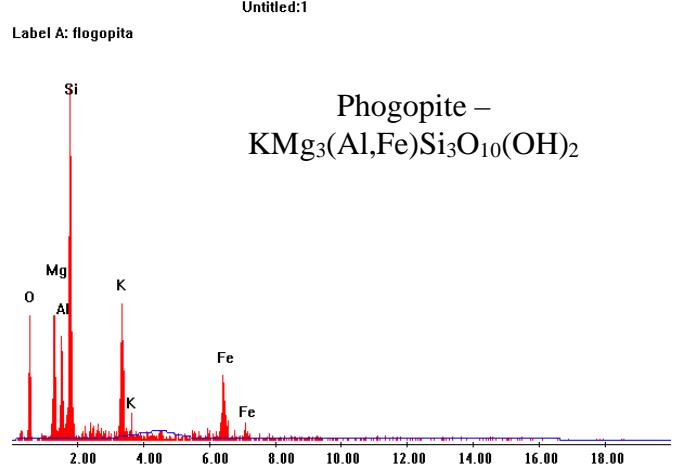
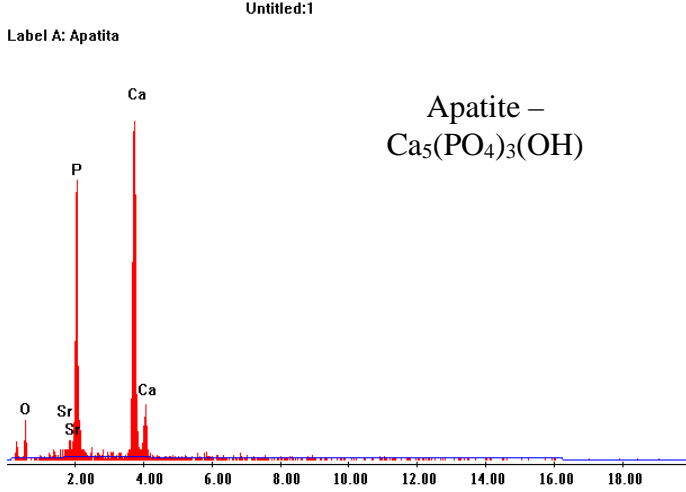
Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
14,2437	828,42	0,3444	7,22013	100,00
21,2302	466,32	0,1968	4,85941	56,29
23,6197	162,66	0,2952	4,37376	19,64
24,8346	106,25	0,5904	4,16292	12,83
28,8643	372,22	0,2952	3,59163	44,93

## Lista de Padrões:

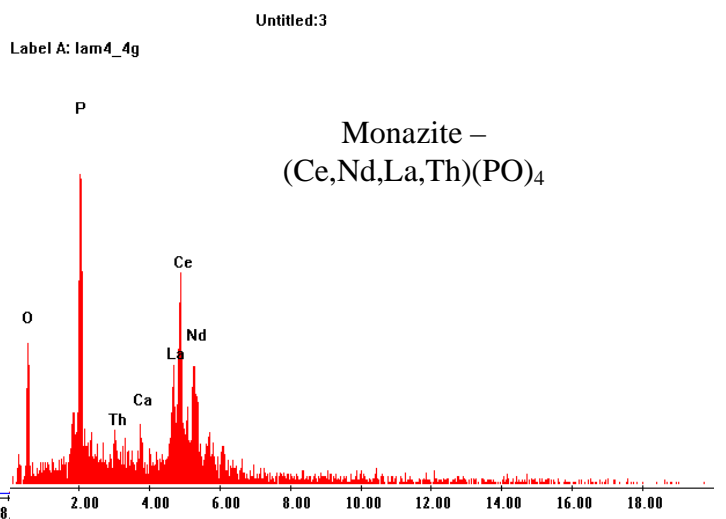
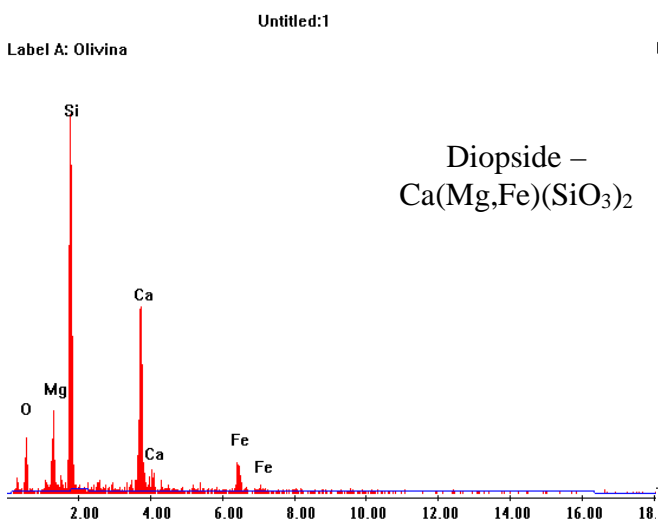
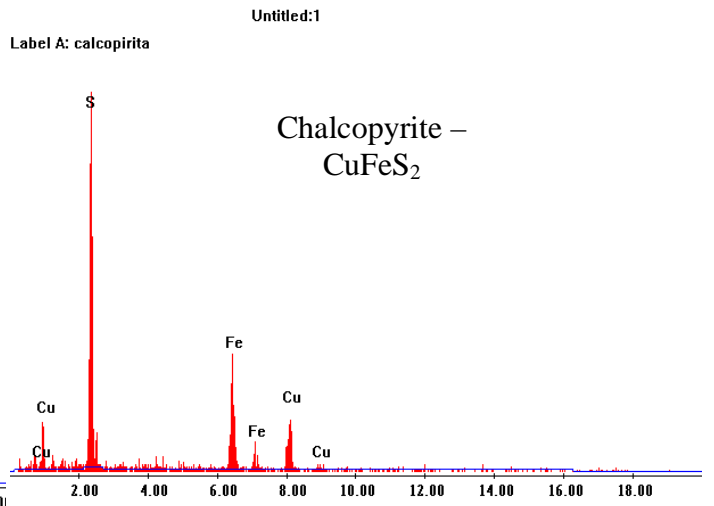
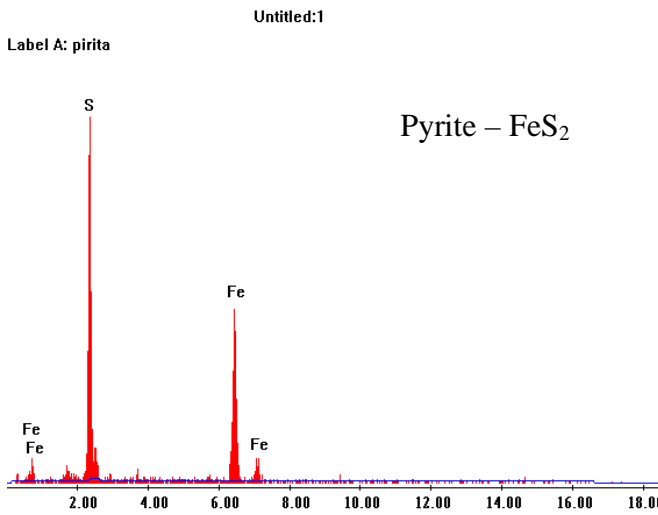
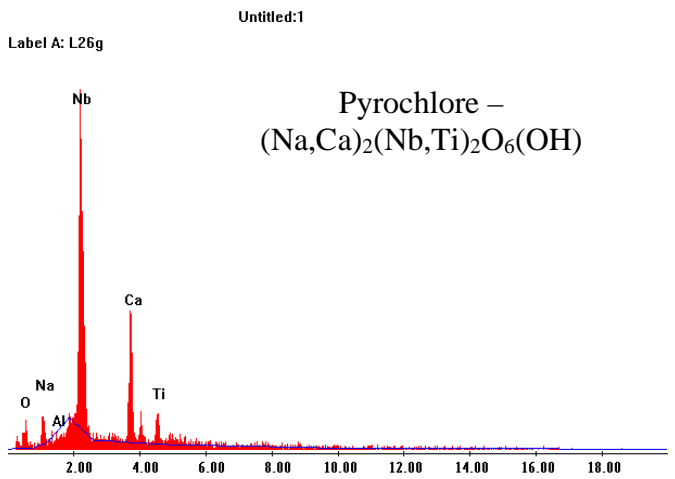
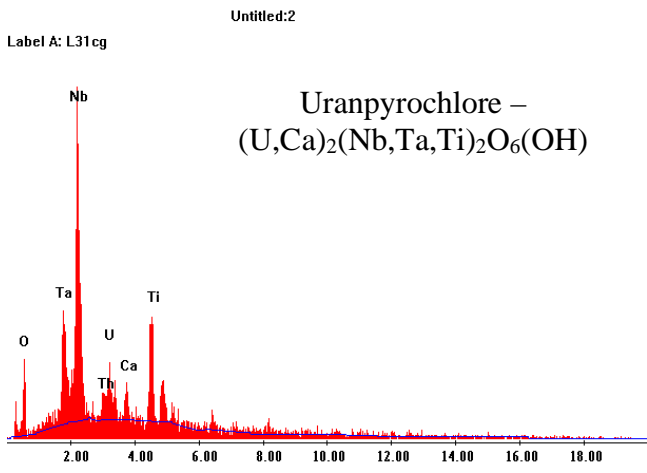
Ref. Code	Score	Compound Name	Chemical Formula
00-007-0324	46	Gibbsite	Al ( O H )3
00-025-1457	18	Crandallite	Ca Al3 ( P O4 )2 ( O H )5 ! H2 O
01-073-0403	36	Tridymite	Si O2
01-078-1996	26	Kaolinite 1\ITA\RG	Al2 ( Si2 O5 ) ( O H )4

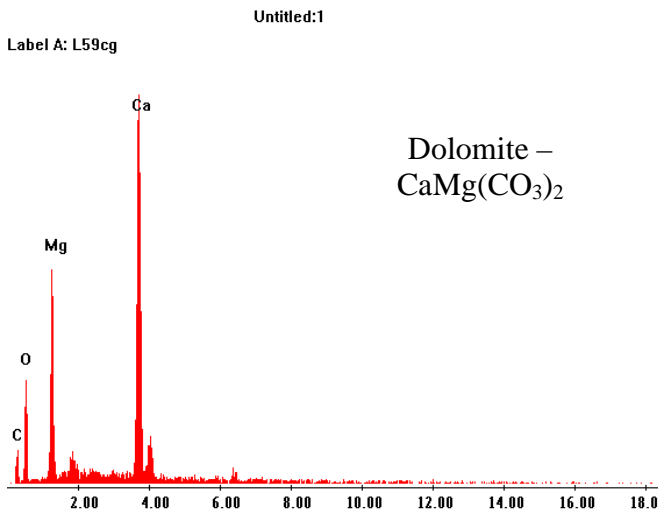
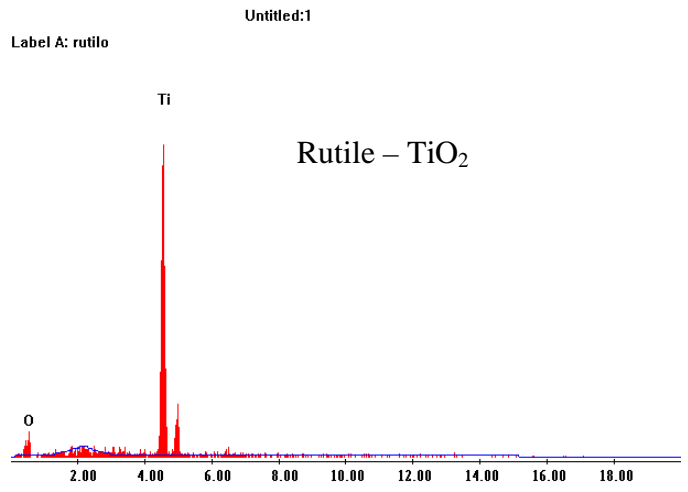
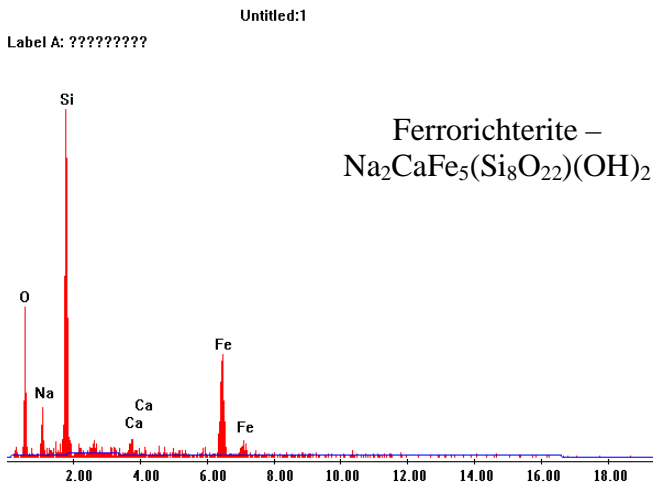
APÊNDICE B. INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE SEM-EDS

B11

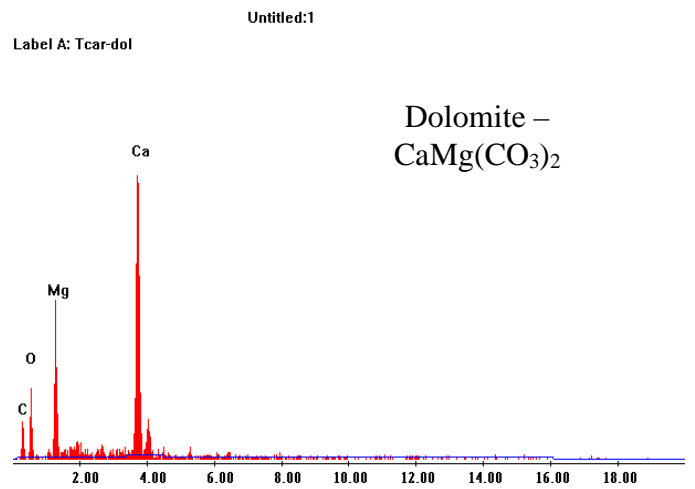
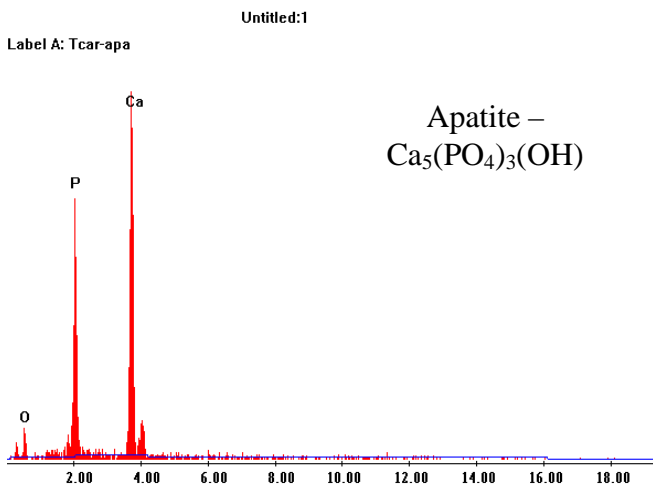


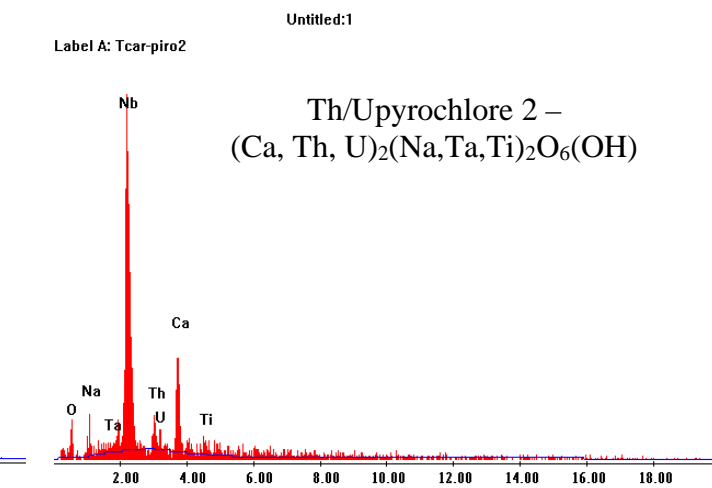
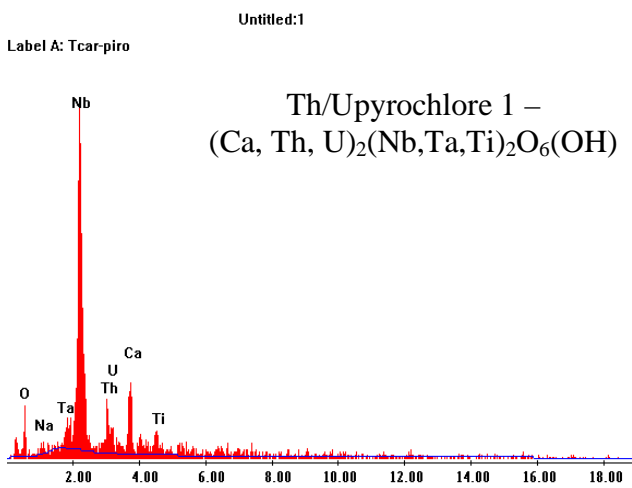
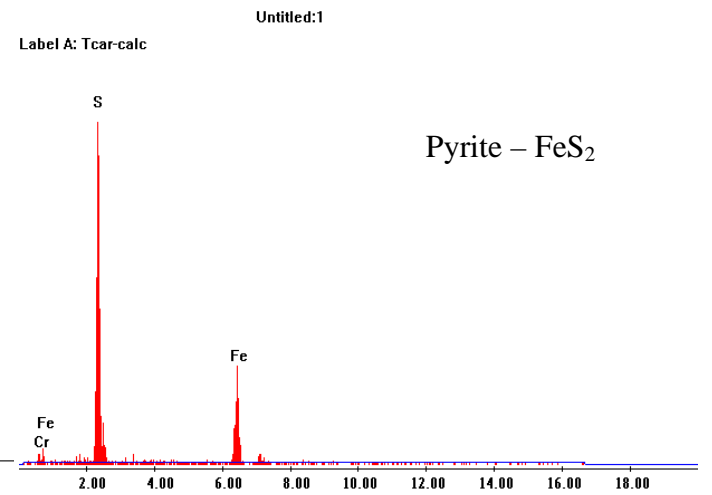
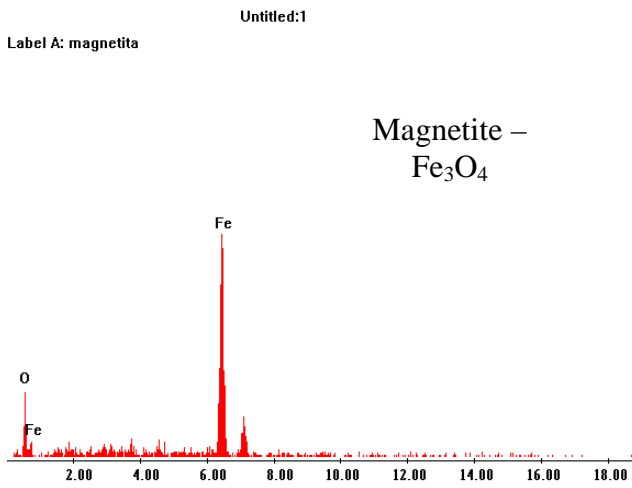
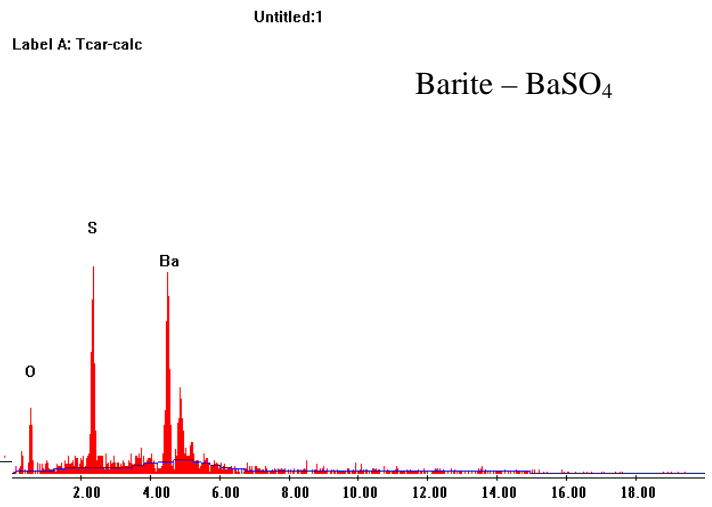
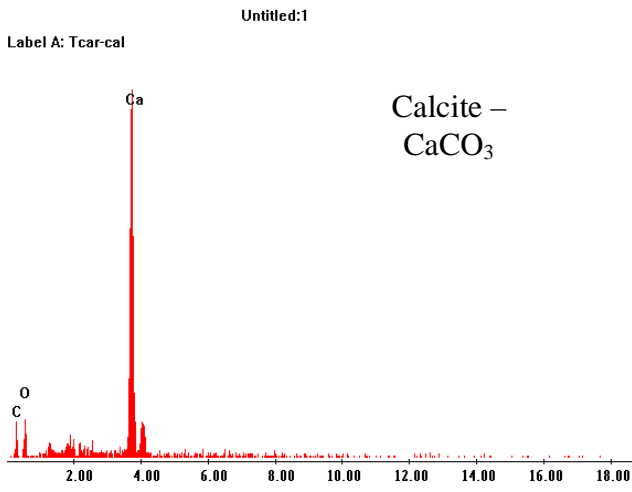


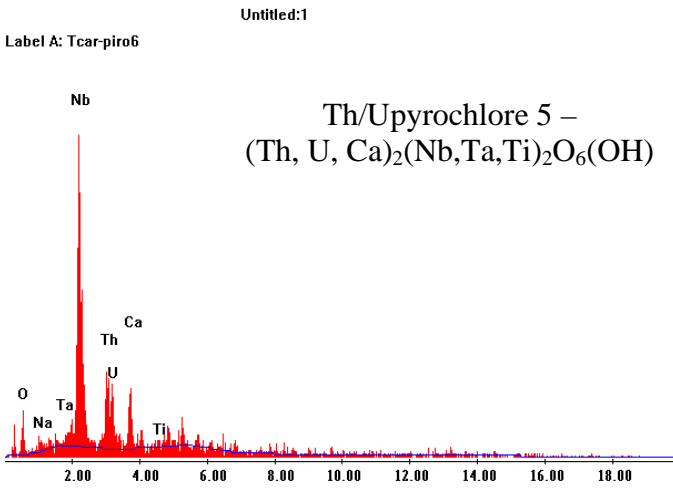
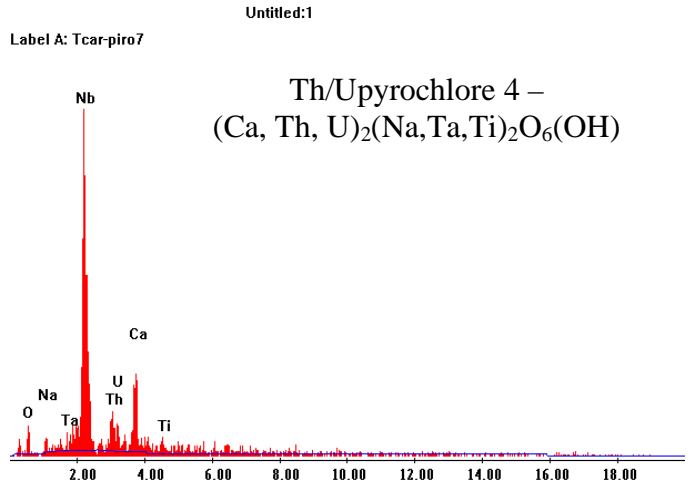
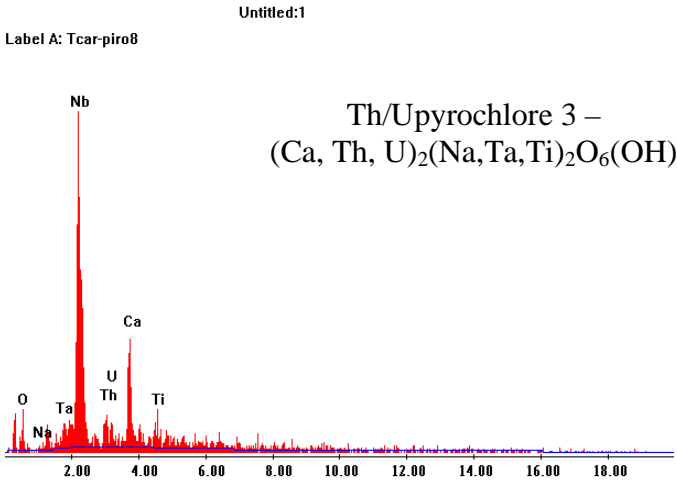




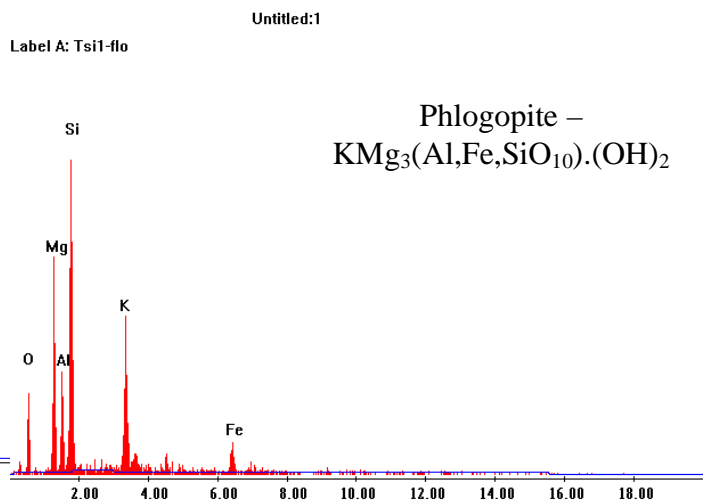
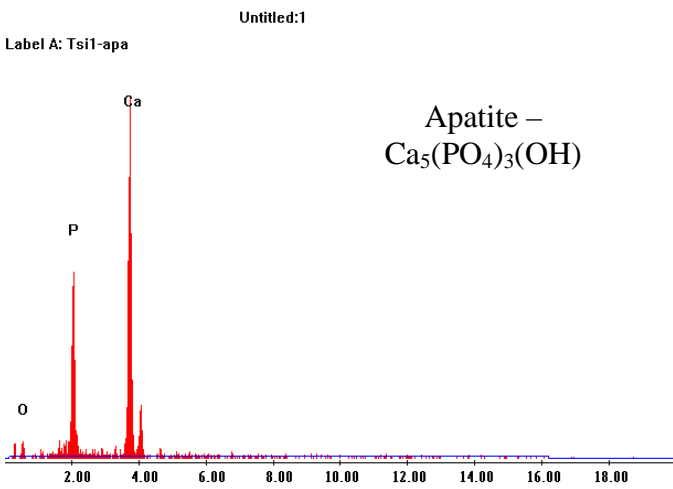
C11

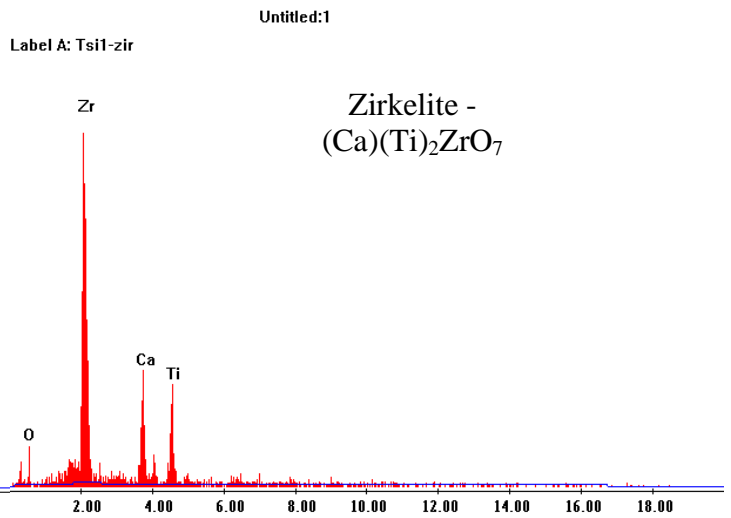
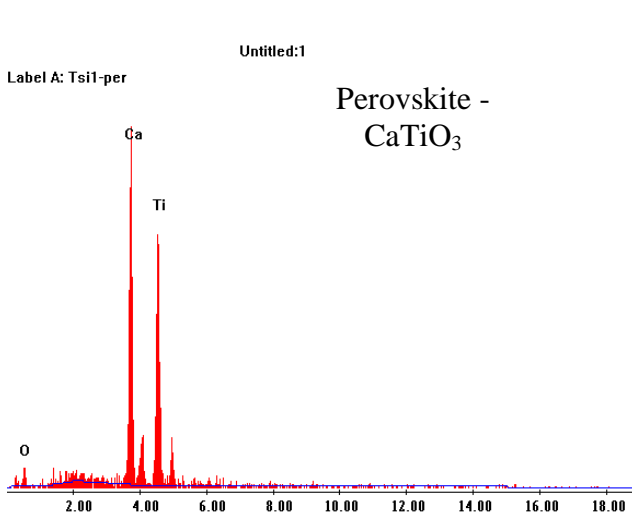
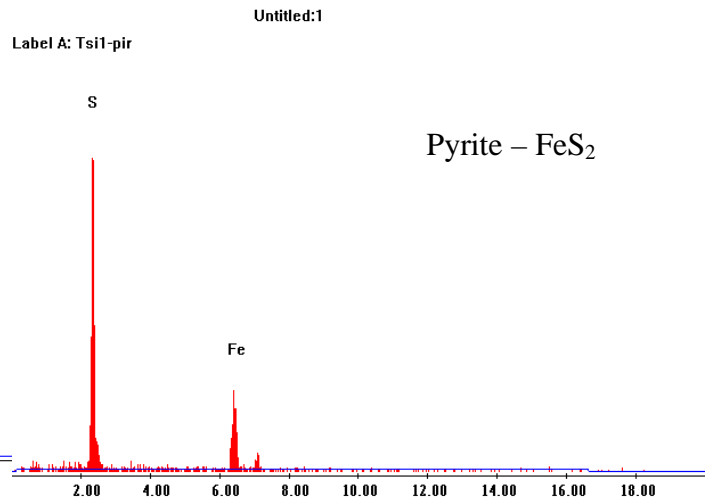
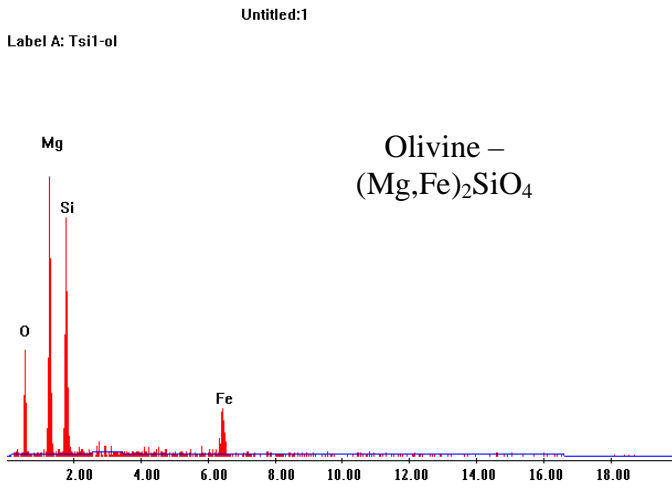
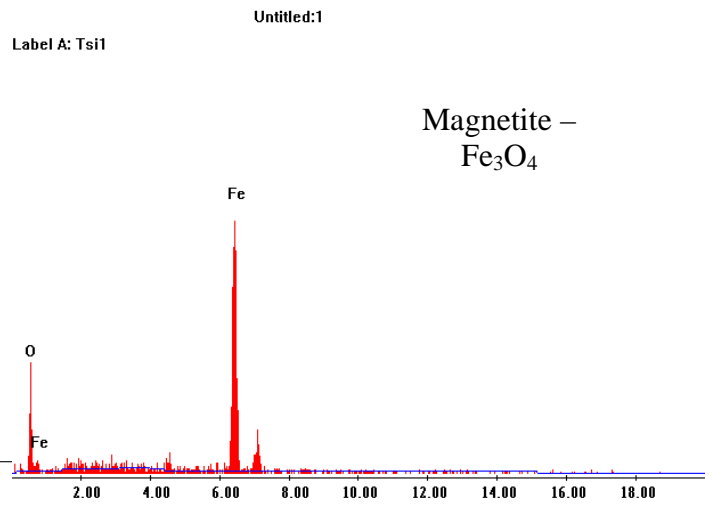
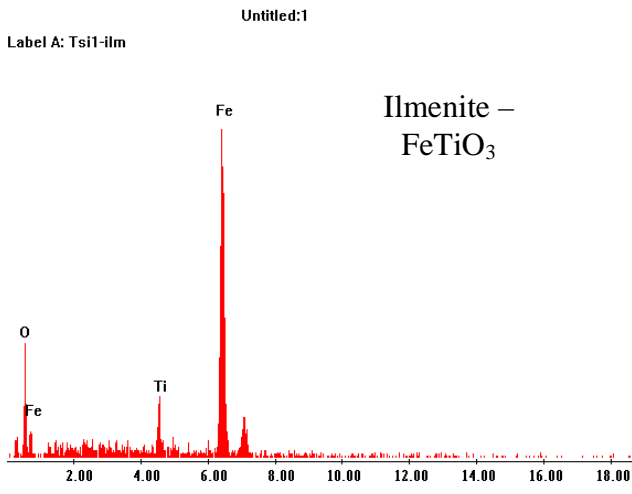






F11





## APÊNDICE C. RESULTADOS OBTIDOS DURANTE O PROCESSO DE AQUECIMENTO GRADUAL A LASER

ID Operação	Amostra	Material	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Erro $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% $^{36}\text{ArCa}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Erro $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	Erro Ca/K	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Erro $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Erro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
5604-01A	B11	Flogopita	0,009170	0,000160	0,2059784	0,074	0,0160	0,144	0,031	0,01029	0,00038	15,422	0,053
5604-01B	B11	Flogopita	0,000912	0,000072	0,3024892	0,011	0,0140	0,021	0,027	0,00836	0,00025	12,614	0,047
5604-01C	B11	Flogopita	0,000660	0,000140	0,3647405	0,009	0,0200	0,018	0,039	0,00901	0,00039	12,563	0,052
5604-01D	B11	Flogopita	0,000500	0,000180	4,5520790	0,088	0,0380	0,172	0,075	0,00960	0,00043	12,641	0,055
5604-01E	B11	Flogopita	0,000870	0,000200	1,4687300	0,050	0,0310	0,097	0,061	0,00988	0,00037	12,613	0,055
5604-01F	B11	Flogopita	0,000450	0,000240	0,6087068	0,011	0,0330	0,021	0,064	0,00846	0,00048	12,520	0,057
5604-01G	B11	Flogopita	0,000376	0,000097	1,3861510	0,020	0,0140	0,040	0,028	0,00919	0,00041	12,470	0,043
5604-01H	B11	Flogopita	0,000531	0,000088	16,193540	0,335	0,0130	0,656	0,026	0,00970	0,00023	12,577	0,050
5604-01I	B11	Flogopita	0,004700	0,003000	17,437440	3,210	0,4800	6,280	0,940	0,01510	0,00320	12,640	0,330
5604-01J	B11	Flogopita	0,000400	0,001300	21,523430	0,330	0,2000	0,640	0,400	0,00740	0,00170	12,750	0,180
5604-02A	B11	Flogopita	0,028950	0,000320	0,0651294	0,073	0,0170	0,144	0,032	0,01398	0,00054	21,293	0,081
5604-02B	B11	Flogopita	0,001161	0,000056	-0,0322150	-0,0015	0,0048	-0,003	0,009	0,01140	0,00028	12,547	0,037
5604-02C	B11	Flogopita	0,000616	0,000074	0,2911711	0,007	0,0080	0,014	0,016	0,00977	0,00026	12,407	0,046
5604-02D	B11	Flogopita	0,000460	0,000100	1,1067160	0,020	0,0100	0,039	0,021	0,01035	0,00026	12,414	0,053
5604-02E	B11	Flogopita	0,000330	0,000110	0,2005882	0,003	0,0130	0,005	0,025	0,00988	0,00031	12,368	0,044
5604-02F	B11	Flogopita	0,000610	0,000130	0,1019505	0,002	0,0150	0,005	0,029	0,00994	0,00034	12,472	0,049
5604-02G	B11	Flogopita	0,000236	0,000091	-0,6769222	-0,0062	0,0095	-0,012	0,019	0,00931	0,00029	12,381	0,048
5604-02H	B11	Flogopita	0,000233	0,000046	0,3468538	0,0031	0,0048	0,006	0,009	0,01006	0,00039	12,389	0,039
5604-02I	B11	Flogopita	0,000151	0,000053	0,9451620	0,0055	0,0048	0,011	0,009	0,00902	0,00023	12,448	0,048
5604-02J	B11	Flogopita	0,000350	0,000520	4,0328480	0,055	0,0630	0,110	0,120	0,01181	0,00077	12,320	0,100
5605-01A	B21	Flogopita	0,021930	0,000270	0,4319323	0,368	0,0180	0,722	0,036	0,01302	0,00048	19,146	0,073
5605-01B	B21	Flogopita	0,001302	0,000063	0,0401425	0,002	0,0064	0,004	0,012	0,00904	0,00027	12,608	0,041
5605-01C	B21	Flogopita	0,000432	0,000093	0,6296639	0,011	0,0120	0,021	0,024	0,00936	0,00032	12,390	0,045
5605-01D	B21	Flogopita	0,000340	0,000100	0,2222171	0,003	0,0150	0,006	0,029	0,00893	0,00035	12,416	0,046
5605-01E	B21	Flogopita	0,000620	0,000120	0,5303859	0,013	0,0140	0,025	0,028	0,01051	0,00042	12,448	0,043
5605-01F	B21	Flogopita	0,000270	0,000140	-2,0571230	-0,021	0,0180	-0,042	0,036	0,01019	0,00039	12,431	0,043
5605-01G	B21	Flogopita	0,000394	0,000065	0,0526606	0,001	0,0100	0,002	0,020	0,00882	0,00025	12,410	0,041
5605-01H	B21	Flogopita	0,000319	0,000035	-0,3709993	-0,005	0,0061	-0,009	0,012	0,00837	0,00035	12,358	0,035
5605-01I	B21	Flogopita	0,000267	0,000051	1,1316680	0,012	0,0077	0,023	0,015	0,00937	0,00033	12,448	0,049
5605-01J	B21	Flogopita	0,000790	0,000410	0,4091336	0,013	0,0620	0,020	0,120	0,01051	0,00067	12,598	0,085
5605-02A	B21	Flogopita	0,013800	0,000240	0,9863927	0,530	0,0260	1,038	0,051	0,01137	0,00041	17,935	0,071
5605-02B	B21	Flogopita	0,001908	0,000093	2,5755580	0,191	0,0110	0,375	0,022	0,00984	0,00023	13,126	0,050
5605-02C	B21	Flogopita	0,000650	0,000130	0,8133762	0,021	0,0170	0,041	0,033	0,01025	0,00025	12,710	0,049
5605-02D	B21	Flogopita	0,000480	0,000140	1,6143620	0,030	0,0200	0,060	0,040	0,00882	0,00034	12,607	0,050

5605-02E	B21	Flogopita	0,000830	0,000170	0,5841707	0,019	0,0240	0,037	0,048	0,00958	0,00035	12,733	0,047
5605-02F	B21	Flogopita	0,000910	0,000170	0,7901897	0,028	0,0240	0,055	0,047	0,00926	0,00035	12,672	0,051
5605-02G	B21	Flogopita	0,000600	0,000100	0,6322626	0,015	0,0130	0,029	0,026	0,00861	0,00031	12,511	0,055
5605-02H	B21	Flogopita	0,000434	0,000039	0,7042444	0,012	0,0053	0,023	0,010	0,00843	0,00030	12,432	0,035
5605-02I	B21	Flogopita	0,000610	0,000063	0,9050413	0,021	0,0071	0,0420	0,014	0,00915	0,00020	12,570	0,043
5605-02J	B21	Flogopita	0,000261	0,000035	-0,0463241	-0,0005	0,0042	-0,0009	0,008	0,00981	0,00021	12,506	0,037
5606-01A	S11	Flogopita	0,008035	0,000059	0,0979857	0,031	0,0033	0,060	0,006	0,00969	0,00038	8,023	0,024
5606-01B	S11	Flogopita	0,006648	0,000094	0,2505215	0,065	0,0063	0,127	0,012	0,01093	0,00030	15,380	0,043
5606-01C	S11	Flogopita	0,007280	0,000130	0,0873722	0,025	0,0100	0,049	0,020	0,01025	0,00029	16,961	0,062
5606-01D	S11	Flogopita	0,008140	0,000170	0,0550477	0,017	0,0130	0,034	0,026	0,01086	0,00032	17,385	0,062
5606-01E	S11	Flogopita	0,008230	0,000160	0,0975789	0,031	0,0150	0,061	0,029	0,01098	0,00029	17,670	0,065
5606-01F	S11	Flogopita	0,008740	0,000280	0,3129695	0,106	0,0430	0,209	0,085	0,00953	0,00055	17,805	0,077
5606-01G	S11	Flogopita	0,008510	0,000430	0,0892844	0,030	0,0520	0,060	0,100	0,01034	0,00057	18,070	0,110
5606-01H	S11	Flogopita	0,008330	0,000680	0,2992970	0,097	0,0810	0,190	0,160	0,01184	0,00075	17,970	0,150
5606-01I	S11	Flogopita	0,008520	0,000610	0,3339185	0,111	0,0640	0,220	0,130	0,00880	0,00082	18,080	0,130
5606-01J	S11	Flogopita	0,006960	0,000540	-0,1442464	-0,039	0,0630	-0,080	0,120	0,01105	0,00072	17,220	0,110
5606-02A	S11	Flogopita	0,010451	0,000079	0,0572033	0,023	0,0043	0,0456	0,008	0,00976	0,00042	8,790	0,023
5606-02B	S11	Flogopita	0,008730	0,000130	0,0796210	0,027	0,0091	0,053	0,018	0,01025	0,00041	15,884	0,063
5606-02C	S11	Flogopita	0,010340	0,000170	0,0791965	0,032	0,0150	0,062	0,029	0,01164	0,00032	17,933	0,060
5606-02D	S11	Flogopita	0,010470	0,000210	0,0748893	0,031	0,0220	0,060	0,043	0,00928	0,00045	18,121	0,068
5606-02E	S11	Flogopita	0,010500	0,000220	0,1711698	0,070	0,0230	0,137	0,045	0,01033	0,00044	18,225	0,078
5606-02F	S11	Flogopita	0,011990	0,000370	0,1822129	0,085	0,0370	0,167	0,072	0,01242	0,00052	18,656	0,098
5606-02G	S11	Flogopita	0,011880	0,000360	0,2868568	0,133	0,0420	0,260	0,083	0,01077	0,00057	18,640	0,100
5606-02H	S11	Flogopita	0,010230	0,000510	0,4004252	0,159	0,0650	0,310	0,130	0,01069	0,00069	18,600	0,120
5606-02I	S11	Flogopita	0,013200	0,001200	0,7598981	0,390	0,1300	0,770	0,250	0,01330	0,00130	18,760	0,180
5606-02J	S11	Flogopita	0,012600	0,000730	0,3549877	0,174	0,0810	0,340	0,160	0,01030	0,00090	19,040	0,140

ID Operação	<sup>40</sup> ArRad/ <sup>39</sup> Ar	Erro <sup>40</sup> ArRad / <sup>39</sup> Ar	% <sup>40</sup> Ar Rad	Erro % <sup>40</sup> Ar Rad	Idade (Ma)	Erro Idade	EMV Axial	<sup>40</sup> Ar Moles	<sup>39</sup> Ar Moles	37 Decaimento	39 Decaimento	Horas Operação	Tipo de Ajuste	GOF_40
5604-01A	12,689	0,075	82,28	0,36	81,44	0,47	1,587326	8,43E-15	5,47E-16	33,05272	1,001253	5,915555	PPLLLL	0,9965544
5604-01B	12,341	0,052	97,84	0,23	79,26	0,33	1,587320	1,04E-14	8,25E-16	33,07511	1,001253	6,738333	PPLPLL	0,9984666
5604-01C	12,366	0,067	98,44	0,38	79,41	0,42	1,587320	4,68E-15	3,72E-16	33,09711	1,001253	7,546389	PPLLLL	0,995236
5604-01D	12,499	0,077	98,88	0,46	80,25	0,48	1,587323	3,55E-15	2,81E-16	33,11772	1,001253	8,302777	PPLPLL	0,9930467
5604-01E	12,357	0,081	97,97	0,52	79,35	0,51	1,587330	3,09E-15	2,45E-16	33,13894	1,001254	9,081111	PPLLLL	0,9877732
5604-01F	12,386	0,091	98,93	0,61	79,53	0,57	1,587330	2,92E-15	2,33E-16	33,16012	1,001254	9,857778	PPLLLL	0,9887479
5604-01G	12,358	0,052	99,11	0,31	79,36	0,33	1,587323	6,53E-15	5,24E-16	33,18227	1,001254	10,66917	PPLLLL	0,9959635
5604-01H	12,446	0,057	98,94	0,30	79,91	0,36	1,587320	8,28E-15	6,58E-16	33,20324	1,001254	11,43667	PPLLLL	0,9966711
5604-01I	11,500	0,960	90,80	7,20	73,90	6,00	1,587323	2,13E-16	1,69E-17	33,22617	1,001255	12,27528	PPLLLL	0,9990445
5604-01J	12,670	0,440	99,30	3,20	81,30	2,80	1,587322	4,89E-16	3,83E-17	33,25157	1,001255	13,20444	PPLLLL	0,9936247
5604-02A	12,650	0,140	59,43	0,46	81,22	0,86	1,587312	9,80E-15	4,60E-16	33,35872	1,001256	17,11361	PPLLLL	0,9970502
5604-02B	12,199	0,041	97,24	0,18	78,36	0,26	1,587321	1,49E-14	1,19E-15	33,38051	1,001256	17,90722	PPPLLL	0,9991319
5604-02C	12,223	0,051	98,52	0,24	78,51	0,32	1,587314	9,67E-15	7,79E-16	33,40286	1,001256	18,72056	PPLLLL	0,9980564
5604-02D	12,278	0,061	98,91	0,34	78,86	0,39	1,587316	7,45E-15	6,00E-16	33,42465	1,001257	19,51306	PPLLLL	0,9953521
5604-02E	12,269	0,055	99,21	0,35	78,80	0,35	1,587324	6,16E-15	4,98E-16	33,44656	1,001257	20,30944	PPLLLL	0,9942759
5604-02F	12,288	0,063	98,53	0,39	78,92	0,40	1,587325	5,68E-15	4,55E-16	33,46707	1,001257	21,05417	PPLLLL	0,9939779
5604-02G	12,309	0,055	99,43	0,28	79,05	0,35	1,587334	8,63E-15	6,97E-16	33,48940	1,001257	21,86500	PPLLLL	0,9977837
5604-02H	12,319	0,041	99,44	0,19	79,11	0,26	1,587329	1,68E-14	1,36E-15	33,51133	1,001258	22,66055	PPLLLL	0,9983473
5604-02I	12,402	0,051	99,64	0,19	79,64	0,32	1,587319	1,52E-14	1,22E-15	33,53129	1,001258	23,38389	PPLLLL	0,9988479
5604-02J	12,210	0,190	99,20	1,30	78,50	1,20	1,587322	1,27E-15	1,03E-16	33,55330	1,001258	0,1813889	PPLLLL	0,9660348
5605-01A	12,630	0,120	65,96	0,45	81,07	0,74	1,587323	7,80E-15	4,08E-16	33,65983	1,001259	4,033333	PPLLLL	0,9966266
5605-01B	12,219	0,046	96,91	0,23	78,48	0,29	1,587328	1,47E-14	1,17E-15	33,68312	1,001259	4,873889	PPLLLL	0,9980848
5605-01C	12,261	0,053	98,96	0,29	78,75	0,33	1,587327	7,56E-15	6,10E-16	33,70523	1,001260	5,671389	PPLLLL	0,9968601
5605-01D	12,312	0,055	99,17	0,33	79,07	0,35	1,587324	6,06E-15	4,88E-16	33,72747	1,001260	6,472778	PPLLLL	0,9943373
5605-01E	12,264	0,056	98,53	0,36	78,77	0,35	1,587337	5,78E-15	4,65E-16	33,74943	1,001260	7,263889	PPLLLL	0,994102
5605-01F	12,348	0,059	99,35	0,37	79,30	0,37	1,587332	5,27E-15	4,24E-16	33,77145	1,001260	8,056389	PPLLLL	0,9963899
5605-01G	12,291	0,046	99,05	0,24	78,94	0,29	1,587324	9,30E-15	7,49E-16	33,79367	1,001261	8,855833	PPLLLL	0,9973105
5605-01H	12,261	0,037	99,22	0,16	78,75	0,23	1,587330	2,38E-14	1,93E-15	33,81464	1,001261	9,609722	PPLPLL	0,9991443
5605-01I	12,368	0,051	99,36	0,22	79,42	0,32	1,587330	1,40E-14	1,12E-15	33,83741	1,001261	10,42750	PPLLLL	0,9977497
5605-01J	12,360	0,150	98,10	1,00	79,39	0,93	1,587323	1,62E-15	1,29E-16	33,86042	1,001261	11,25361	PPLLLL	0,7515719
5605-02A	13,860	0,100	77,25	0,43	88,77	0,65	1,587334	7,72E-15	4,31E-16	33,96571	1,001262	15,02639	PPLLLL	0,9972104
5605-02B	12,572	0,057	95,77	0,27	80,70	0,36	1,587330	9,15E-15	6,97E-16	33,98918	1,001263	15,86583	PPLLLL	0,9976796
5605-02C	12,516	0,062	98,47	0,38	80,35	0,39	1,587330	6,25E-15	4,92E-16	34,01128	1,001263	16,65583	PPLLLL	0,9954531
5605-02D	12,464	0,065	98,87	0,38	80,02	0,41	1,587331	4,91E-15	3,90E-16	34,03501	1,001263	17,50306	PPLLLL	0,9929973
5605-02E	12,486	0,069	98,06	0,43	80,16	0,44	1,587329	4,30E-15	3,37E-16	34,05609	1,001263	18,25583	PPLLLL	0,9960709
5605-02F	12,401	0,072	97,86	0,44	79,63	0,45	1,587336	4,14E-15	3,27E-16	34,07720	1,001264	19,00889	PPLLLL	0,9952754
5605-02G	12,332	0,063	98,57	0,33	79,20	0,39	1,587324	7,51E-15	6,01E-16	34,09927	1,001264	19,79528	PPLLLL	0,9963648



5605-02H	12,302	0,037	98,96	0,15	79,01	0,23	1,587321	1,83E-14	1,47E-15	34,12148	1,001264	20,58639	PPLLLL	0,999179
5605-02I	12,388	0,047	98,56	0,22	79,55	0,29	1,587324	1,30E-14	1,03E-15	34,14375	1,001264	21,37944	PPLLLL	0,9976961
5605-02J	12,427	0,038	99,37	0,14	79,79	0,24	1,587327	2,46E-14	1,97E-15	34,16508	1,001265	22,13833	PPLLLL	0,9992854
5606-01A	5,625	0,034	70,12	0,25	36,56	0,22	1,587331	2,09E-14	2,60E-15	34,26590	1,001266	1,719167	PPLLLL	0,9988108
5606-01B	13,400	0,055	87,12	0,21	85,89	0,34	1,587327	2,04E-14	1,33E-15	34,28808	1,001266	2,505278	PPLLLL	0,9991919
5606-01C	14,788	0,073	87,19	0,25	94,56	0,45	1,587328	1,32E-14	7,77E-16	34,30866	1,001266	3,234722	PPLLLL	0,9986401
5606-01D	14,954	0,082	86,02	0,36	95,60	0,51	1,587332	9,86E-15	5,67E-16	34,33096	1,001266	4,023889	PPLLLL	0,9960819
5606-01E	15,215	0,082	86,11	0,33	97,22	0,51	1,587330	8,28E-15	4,68E-16	34,35405	1,001267	4,841389	PPLLLL	0,9955828
5606-01F	15,200	0,110	85,38	0,50	97,15	0,70	1,587330	4,87E-15	2,73E-16	34,37652	1,001267	5,635833	PPLPLL	0,9952738
5606-01G	15,530	0,160	85,94	0,73	99,20	1,00	1,587327	2,87E-15	1,59E-16	34,40063	1,001267	6,487500	PPLLLL	0,9841183
5606-01H	15,490	0,240	86,20	1,20	98,90	1,50	1,587331	1,68E-15	9,33E-17	34,42361	1,001267	7,299167	PPLLLL	0,4636633
5606-01I	15,540	0,220	86,00	1,00	99,20	1,30	1,587326	2,13E-15	1,18E-16	34,44749	1,001268	8,141944	PPLLLL	0,9630378
5606-01J	15,140	0,190	87,91	0,98	96,70	1,20	1,587327	2,22E-15	1,29E-16	34,47147	1,001268	8,987778	PPLLLL	0,9525254
5606-02A	5,671	0,041	64,51	0,29	36,85	0,26	1,587331	1,64E-14	1,87E-15	34,57758	1,001269	12,72250	PPLLLL	0,9986638
5606-02B	13,278	0,074	83,59	0,28	85,13	0,46	1,587342	1,31E-14	8,24E-16	34,60101	1,001269	13,54556	PPLLLL	0,9984115
5606-02C	14,846	0,081	82,79	0,32	94,93	0,50	1,587340	8,59E-15	4,79E-16	34,62294	1,001269	14,31528	PPLLLL	0,9972522
5606-02D	14,996	0,095	82,76	0,41	95,86	0,59	1,587335	7,80E-15	4,30E-16	34,64667	1,001270	15,14806	PPLLLL	0,9957717
5606-02E	15,090	0,100	82,82	0,42	96,47	0,63	1,587333	6,30E-15	3,45E-16	34,67135	1,001270	16,01333	PPLLLL	0,9929972
5606-02F	15,080	0,140	80,85	0,62	96,40	0,89	1,587335	3,85E-15	2,07E-16	34,69419	1,001270	16,81361	PPLLLL	0,9922504
5606-02G	15,100	0,140	81,01	0,60	96,50	0,89	1,587340	3,46E-15	1,86E-16	34,71715	1,001270	17,61778	PPLLLL	0,9913186
5606-02H	15,560	0,190	83,63	0,84	99,30	1,20	1,587333	2,46E-15	1,32E-16	34,74110	1,001271	18,45528	PPLLLL	0,9823983
5606-02I	14,840	0,380	79,10	1,90	94,90	2,30	1,587335	1,13E-15	6,02E-17	34,76577	1,001271	19,31833	PPLLLL	0,8632851
5606-02J	15,290	0,250	80,30	1,20	97,70	1,50	1,587333	1,90E-15	9,95E-17	34,79146	1,001271	20,21611	PPLLLL	0,9452301

ID Operação	GOF_39	Pwr Alcan- cado	<sup>40</sup> Ar	Erro <sup>40</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar	Erro <sup>39</sup> Ar	<sup>38</sup> Ar	Erro <sup>38</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar	Erro <sup>37</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar	Erro <sup>36</sup> Ar	Discrimi- nação	Erro Discrimi- nação
5604-01A	0,9847791	0,20	3,0435	0,0046	0,19734	0,00048	0,002030	0,000074	0,0145	0,0031	0,001810	0,000031	1	0,0019
5604-01B	0,9834194	0,30	3,7586	0,0042	0,29797	0,00090	0,002491	0,000074	0,0032	0,0042	0,000272	0,000022	1	0,0019
5604-01C	0,9450291	0,35	1,6886	0,0020	0,13441	0,00046	0,001211	0,000052	0,0013	0,0027	0,000089	0,000019	1	0,0019
5604-01D	0,9340674	0,40	1,2813	0,0016	0,10136	0,00037	0,000973	0,000043	0,0089	0,0039	0,000050	0,000018	1	0,0019
5604-01E	0,9301609	0,45	1,1148	0,0017	0,08838	0,00032	0,000874	0,000033	0,0044	0,0028	0,000077	0,000017	1	0,0019
5604-01F	0,9200888	0,49	1,0551	0,0016	0,08427	0,00032	0,000713	0,000040	0,0009	0,0028	0,000038	0,000020	1	0,0019
5604-01G	0,986055	0,59	2,3584	0,0035	0,18913	0,00046	0,001738	0,000077	0,0038	0,0027	0,000071	0,000018	1	0,0019
5604-01H	0,9818719	0,79	2,9893	0,0044	0,23768	0,00075	0,002306	0,000055	0,0796	0,0032	0,000126	0,000021	1	0,0019
5604-01I	0,9871213	0,99	0,0769	0,0005	0,00609	0,00015	0,000092	0,000019	0,0195	0,0029	0,000029	0,000018	1	0,0019
5604-01J	0,9239177	2,97	0,1764	0,0007	0,01383	0,00019	0,000103	0,000024	0,0045	0,0028	5,00E-06	0,000019	1	0,0019
5604-02A	0,9595138	0,20	3,5379	0,0051	0,16615	0,00050	0,002323	0,000089	0,0122	0,0027	0,004810	0,000050	1	0,0019
5604-02B	0,9940582	0,30	5,3917	0,0047	0,42972	0,00088	0,004900	0,000120	-0,0006	0,0021	0,000499	0,000024	1	0,0019
5604-02C	0,9811212	0,35	3,4905	0,0040	0,28133	0,00083	0,002750	0,000074	0,0020	0,0022	0,000173	0,000021	1	0,0019
5604-02D	0,9716444	0,40	2,6878	0,0044	0,21650	0,00075	0,002240	0,000056	0,0043	0,0023	0,000099	0,000023	1	0,0019
5604-02E	0,9790573	0,45	2,2242	0,0035	0,17984	0,00045	0,001777	0,000055	0,0005	0,0023	0,000059	0,000020	1	0,0019
5604-02F	0,9735491	0,49	2,0505	0,0033	0,16442	0,00049	0,001634	0,000056	0,0004	0,0024	0,000101	0,000022	1	0,0019
5604-02G	0,9768622	0,59	3,1153	0,0038	0,25161	0,00080	0,002342	0,000072	-0,0016	0,0024	0,000059	0,000023	1	0,0019
5604-02H	0,9897454	0,79	6,0754	0,0065	0,49040	0,00110	0,004930	0,000190	0,0015	0,0023	0,000114	0,000022	1	0,0019
5604-02I	0,9849439	0,99	5,4696	0,0055	0,43940	0,00140	0,003960	0,000100	0,0024	0,0021	0,000066	0,000023	1	0,0019
5604-02J	0,7268411	2,97	0,4599	0,0010	0,03734	0,00028	0,000441	0,000029	0,0021	0,0023	0,000013	0,000020	1	0,0019
5605-01A	0,9598875	0,20	2,8172	0,0041	0,14714	0,00044	0,001916	0,000070	0,0542	0,0027	0,003226	0,000039	1	0,0019
5605-01B	0,9905255	0,30	5,3133	0,0064	0,42140	0,00100	0,003810	0,000110	0,0009	0,0027	0,000549	0,000027	1	0,0019
5605-01C	0,9795257	0,35	2,7290	0,0035	0,22026	0,00063	0,002063	0,000071	0,0023	0,0027	0,000095	0,000020	1	0,0019
5605-01D	0,9774257	0,40	2,1877	0,0034	0,17620	0,00049	0,001574	0,000062	0,0005	0,0026	0,000061	0,000018	1	0,0019
5605-01E	0,9846688	0,45	2,0877	0,0034	0,16771	0,00040	0,001763	0,000070	0,0021	0,0024	0,000104	0,000019	1	0,0019
5605-01F	0,9817291	0,49	1,9027	0,0022	0,15306	0,00040	0,001560	0,000060	-0,0033	0,0028	0,000041	0,000021	1	0,0019
5605-01G	0,9860171	0,59	3,3562	0,0042	0,27044	0,00065	0,002384	0,000066	0,0002	0,0028	0,000107	0,000018	1	0,0019
5605-01H	0,9952374	0,79	8,5933	0,0085	0,69540	0,00130	0,005820	0,000240	-0,0032	0,0043	0,000222	0,000024	1	0,0019
5605-01I	0,9800813	0,99	5,0438	0,0063	0,40520	0,00130	0,003800	0,000130	0,0048	0,0031	0,000108	0,000021	1	0,0019
5605-01J	0,505455	2,97	0,5845	0,0014	0,04639	0,00028	0,000488	0,000031	0,0006	0,0029	0,000037	0,000019	1	0,0019
5605-02A	0,9672879	0,20	2,7884	0,0039	0,15548	0,00049	0,001768	0,000064	0,0823	0,0040	0,002146	0,000036	1	0,0019
5605-02B	0,9766406	0,30	3,3050	0,0040	0,25179	0,00077	0,002476	0,000056	0,0481	0,0029	0,000480	0,000023	1	0,0019
5605-02C	0,9758899	0,35	2,2575	0,0037	0,17761	0,00054	0,001820	0,000044	0,0037	0,0030	0,000116	0,000022	1	0,0017
5605-02D	0,9583842	0,40	1,7736	0,0026	0,14069	0,00046	0,001241	0,000048	0,0043	0,0029	0,000068	0,000019	1	0,0017
5605-02E	0,9628589	0,44	1,5511	0,0016	0,12182	0,00038	0,001167	0,000043	0,0023	0,0030	0,000101	0,000021	1	0,0017
5605-02F	0,9597299	0,49	1,4955	0,0018	0,11802	0,00041	0,001092	0,000041	0,0033	0,0028	0,000108	0,000020	1	0,0017

5605-02G	0,9717529	0,59	2,7129	0,0041	0,21683	0,00081	0,001866	0,000066	0,0032	0,0029	0,000130	0,000022	1	0,0017
5605-02H	0,9927297	0,79	6,6109	0,0055	0,53180	0,00110	0,004480	0,000160	0,0063	0,0028	0,000231	0,000021	1	0,0017
5605-02I	0,9842938	0,99	4,6769	0,0056	0,37210	0,00100	0,003405	0,000073	0,0080	0,0026	0,000227	0,000023	1	0,0017
5605-02J	0,9909734	2,97	8,8933	0,0072	0,71110	0,00160	0,006980	0,000150	-0,0003	0,0030	0,000186	0,000025	1	0,0017
5606-01A	0,9954925	0,20	7,5346	0,0081	0,93920	0,00200	0,009100	0,000360	0,0288	0,0031	0,007546	0,000053	1	0,0017
5606-01B	0,9894761	0,30	7,3681	0,0057	0,47910	0,00100	0,005240	0,000140	0,0310	0,0030	0,003185	0,000044	1	0,0017
5606-01C	0,96997	0,35	4,7604	0,0046	0,28067	0,00086	0,002877	0,000082	0,0069	0,0029	0,002044	0,000035	1	0,0017
5606-01D	0,9677055	0,40	3,5587	0,0058	0,20470	0,00055	0,002223	0,000064	0,0036	0,0027	0,001667	0,000034	1	0,0017
5606-01E	0,9578882	0,45	2,9877	0,0045	0,16908	0,00049	0,001856	0,000049	0,0053	0,0025	0,001391	0,000027	1	0,0017
5606-01F	0,8302321	0,49	1,7567	0,0023	0,09866	0,00037	0,000940	0,000055	0,0105	0,0043	0,000863	0,000028	1	0,0017
5606-01G	0,08067	0,59	1,0360	0,0015	0,05735	0,00032	0,000593	0,000032	0,0017	0,0030	0,000488	0,000024	1	0,0017
5606-01H	0,7978752	0,79	0,6051	0,0013	0,03368	0,00026	0,000399	0,000025	0,0033	0,0027	0,000280	0,000023	1	0,0017
5606-01I	0,2001309	0,99	0,7696	0,0014	0,04258	0,00029	0,000375	0,000035	0,0047	0,0027	0,000363	0,000026	1	0,0017
5606-01J	0,0023159	2,97	0,8017	0,0018	0,04656	0,00028	0,000515	0,000033	-0,0018	0,0030	0,000324	0,000025	1	0,0017
5606-02A	0,9963979	0,20	5,9318	0,0062	0,67480	0,00110	0,006590	0,000280	0,0157	0,0029	0,007053	0,000052	1	0,0017
5606-02B	0,9683936	0,30	4,7254	0,0049	0,29750	0,00100	0,003050	0,000120	0,0080	0,0027	0,002598	0,000039	1	0,0017
5606-02C	0,9713241	0,35	3,0998	0,0040	0,17286	0,00044	0,002012	0,000055	0,0055	0,0026	0,001788	0,000028	1	0,0017
5606-02D	0,9586096	0,40	2,8154	0,0047	0,15536	0,00045	0,001442	0,000069	0,0047	0,0034	0,001627	0,000033	1	0,0017
5606-02E	0,9195086	0,45	2,2727	0,0040	0,12470	0,00044	0,001288	0,000055	0,0087	0,0029	0,001310	0,000027	1	0,0017
5606-02F	0,4070218	0,49	1,3915	0,0021	0,07459	0,00035	0,000926	0,000039	0,0063	0,0028	0,000894	0,000028	1	0,0017
5606-02G	0,4342075	0,59	1,2496	0,0018	0,06705	0,00033	0,000722	0,000038	0,0089	0,0028	0,000797	0,000024	1	0,0017
5606-02H	0,0649356	0,79	0,8882	0,0015	0,04775	0,00030	0,000510	0,000033	0,0076	0,0031	0,000489	0,000024	1	0,0017
5606-02I	0,9121571	0,99	0,4077	0,0012	0,02174	0,00020	0,000288	0,000029	0,0085	0,0028	0,000288	0,000025	1	0,0017
5606-02J	0,3574894	2,97	0,6843	0,0015	0,03594	0,00024	0,000370	0,000032	0,0063	0,0029	0,000453	0,000026	1	0,0017