

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO  
ANÁPOLIS-ITAÚÇU, GO**

Monografia

TF-20/08

Aluna: Giovanna Sayuri Domingues Kawai

Orientador: Prof. Renato de Moraes

SÃO PAULO

2020

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO  
ANÁPOLIS-ITAUÇU, GO**

**GIOVANNA SAYURI DOMINGUES KAWAI**

Monografia apresentada à Comissão de Trabalho de Formatura como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Bacharel em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

SÃO PAULO

2020

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP. Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a) via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação: Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Kawai, Giovanna Sayuri Domingues

Caracterização metamórfica e microestrutural do Complexo Anápolis-Itauçu, GO / Giovanna Sayuri Domingues Kawai - São Paulo, 2020.

60 p.: il.

Trabalho de formatura : IGc/USP

Orient.: Moraes, Renato de

1. Caracterização metamórfica 2.  
Geotermobarometria 3. Rochas granulíticas I. Título

*"Esta pedra é pedra, mas é também animal, é também Deus, é Buda. Não lhe tributo reverência ou amor porque ela um dia talvez possa se tornar isso ou aquilo, senão porque é tudo isso, desde sempre e sempre. E precisamente por ser ela uma pedra, por apresentar-se-me como tal, hoje, neste momento, amo-a e percebo seu valor, o significado que existe em suas veias e cavidades, nos amarelos e nos cinzas de sua coloração, em sua dureza, no som que lhe extraio ao bater nela e na aridez ou na umidade de sua superfície."*

*– Sidarta, Herman Hesse*

## RESUMO

Os terrenos do Complexo Anápolis-Itaçu estão inseridos dentro do contexto da Faixa Brasília e compreendem rochas de metamorfismo de alto grau provenientes do núcleo metamórfico do orógeno, apresentando granulitos de temperatura ultra-alta e em diversos estágios de retrometamorfismo (Moraes et al., 2002). As condições de pressão e temperatura do metamorfismo das rochas são calculadas pelo método da geotermobarometria. O presente estudo identificou condições de temperatura características de fácies granulito UHT ( $T > 900^{\circ}\text{C}$ ) e paragêneses minerais concordantes com essa temperatura (espinélio + quartzo). O geotermômetro Zr-em-rutilo mostrou-se bastante eficaz pois a partir dele registrou-se temperaturas ultra-altas mesmo nas rochas retrometamorfizadas, com paragênese mineral com cloritóide + clorita + cianita, característica de fácies xisto verde. As rochas analisadas de pico metamórfico em temperatura ultra-alta apresentam ainda dois eventos retrometamórficos distintos, separados por um hiato temporal: um em condições de fácies granulito "comum", e outro em fácies xisto verde-anfibolito. A modelagem de uma pseudosseção no sistema químico KFMASH foi utilizada para investigar a janela  $P$ - $T$  para esse segundo evento retrometamórfico. Os resultados obtidos com diversos métodos geotermobarométricos forneceram condições de pico metamórfico em  $7,0 \pm 1,4$  kbar e  $926 \pm 93$  °C para a amostra CAI-43 e o geotermômetro Zr-em-rutilo forneceu temperaturas acima de  $900$  °C para as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu. Com o método da pseudosseção estimou-se uma janela  $P$ - $T$  de 6 a 10 kbar e 450 a 540 °C para a amostra retrometamorfizada em condições de fácies xisto verde e uma janela  $P$ - $T$  de 6 a 10 kbar e 510 a 560 °C para a rocha retrometamorfizada em fácies anfibolito.

## ABSTRACT

The Anápolis-Itaçu Complex's terranes occurs within the context of the Brasília Fold Belt and is composed of high-grade metamorphic rocks from the metamorphic orogen core, ultra-high temperature granulitic terranes and several stages of retrograde *P-T* evolution (Moraes et al., 2002). The pressure and temperature conditions of the metamorphic peak are calculated with geothermobarometry. The present study identifies the temperature conditions characteristic of UHT granulite facies ( $T > 900\text{ °C}$ ) and mineral paragenesis in agreement with this temperature (spinel + quartz). The Zr-in-rutile geothermometer proved to be quite effective as the ultrahigh-temperatures were obtained even in the retrogressed rocks with chloritoid + chlorite + kyanite, typical paragenesis of greenschist facies. The rocks analyzed from the metamorphic peak at ultrahigh-temperature also present two distinct retrograde events, separated by a temporal hiatus: one in conditions of "common" granulite facies, and another in greenschist-amphibolite facies. The modeling of a pseudo-section in the KFMASH chemical system was used to investigate the *P-T* window for this second retrograde event. The results obtained with several geothermobarometric methods provided peak metamorphic conditions at  $7.0 \pm 1.4$  kbar and  $926 \pm 93\text{ °C}$  for the CAI-43 sample and the Zr-in-rutile geothermometer provided temperatures above  $900\text{ °C}$  for the Anápolis-Itaçu Complex. With the pseudo-section method, a *P-T* window of 6 to 10 kbar and 450 to  $540\text{ °C}$  were estimated for the sample with retrometamorphism under conditions of green schist facies and a *P-T* window of 6 to 10 kbar and 510 to  $560\text{ °C}$  for the rock with retrometamorphism under amphibolite facies.

## **Agradecimentos**

A realização deste trabalho em tempos tão atípicos de uma pandemia e o encerramento deste ciclo da graduação só foi possível devido ao apoio incondicional de diversas pessoas, a qual eu dedico os meus profundos agradecimentos.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Renato de Moraes, pelo apoio incessante e integral em todas as etapas deste trabalho. Obrigada por me auxiliar, por confiar em mim, por sempre se dispor ao máximo para me auxiliar e, finalmente, por compartilhar desse mundo incrível das rochas de altas condições de temperatura e pressão.

À Carla Machado, Yassmin Nassif e Giovanna Maroscia, por me incentivarem e celebrarem minhas conquistas, por estarem sempre dispostas a ouvir minha fascinação pelo planeta e suas estruturas e pelo carinho, amizade e apoio mesmo quando as viagens de campo não me permitiram estar presente em momentos importantes.

À universidade pública, pela democratização do conhecimento e pelo comprometimento com a ciência.

Aos professores e funcionários do Instituto de Geociências, por esses cinco anos de aprendizado e acolhimento.

Aos meus colegas da Turma 59, com quem compartilhei viagens, experiências e perrengues únicos e, muitas vezes, inacreditáveis. Agradeço especialmente ao Luíz Athayde (Dilma), Giovanna Naomi (Dori), Rodrigo Ramponi (Prepara), Amanda Siléo (Miçanço), Matheus Degan, Pedro Baldez (Faíxca) e todos os outros amigos que me acompanharam de perto durante esses cinco anos fantásticos. A geologia foi incrível porque essa jornada foi partilhada com vocês.

Aos meus amigos Prepara, Murissoka, Boi, Tolete e Lilika, por me acolherem na república de vocês durante todos esses anos. A casa de vocês foi minha segunda casa, muito obrigada pelas conversas e risadas.

Ao Gabriel Gouveia, por todo o amor, carinho e apoio constante. Por acreditar em mim mesmo quando as pedras no caminho pareciam obscurecer mais do que encantar.

À Mia, pelo carinho e pela companhia nesses últimos cinco anos.

Aos meus pais Frank Kawai e Rosalia Kawai, por tudo. Muito obrigada por todo o esforço que vocês fizeram para que eu pudesse estar onde estou agora. Pela preocupação, pela proteção, pelo *omamori* que carreguei em todos os campos durante esses cinco anos de Geologia. Obrigada por sempre incentivarem os meus estudos, por acreditarem no meu potencial e por sempre celebrarem minhas conquistas como se fossem a primeira.

Por fim, a todos que tive a oportunidade de conhecer, conversar, dar risada e tomar um café, obrigada por fazerem parte desta jornada. Um ciclo se encerra, mas todos foram essenciais para que o Agora pudesse ser exatamente do jeito que ele é.

## Índice

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. METAS E OBJETIVOS</b> .....	1
<b>3. LOCALIZAÇÃO</b> .....	2
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	2
<b>4.1 Levantamento Bibliográfico</b> .....	2
<b>4.2 Compilação de dados disponíveis em trabalhos anteriores</b> .....	3
<b>4.3 Análise petrográfica e microestrutural</b> .....	3
<b>4.4 Química Mineral</b> .....	4
<b>4.5 Geotermobarometria</b> .....	4
<b>4.6 Pseudosseções</b> .....	5
<b>5. TRABALHOS PRÉVIOS</b> .....	5
<b>5.1 Geologia Regional</b> .....	5
5.1.1 <i>Faixa Brasília</i> .....	6
5.1.2 <i>Maciço de Goiás</i> .....	7
5.1.3 <i>Sequências metassedimentares</i> .....	8
5.1.4 <i>Arco Magmático de Goiás</i> .....	9
5.1.5 <i>Complexo Anápolis-Itauçu</i> .....	10
<b>6. RESULTADOS OBTIDOS</b> .....	14
<b>6.1 Petrografia</b> .....	14
<b>6.2 Química Mineral</b> .....	25
6.2.1 <i>Granada</i> .....	25
6.2.2 <i>Plagioclásio e Feldspato Potássico</i> .....	27
6.2.3 <i>Ortopiroxênio</i> .....	29
6.2.4 <i>Espinélio</i> .....	29
6.2.5 <i>Biotita</i> .....	30
6.2.6 <i>Muscovita</i> .....	30
6.2.7 <i>Clorita e cloritóide</i> .....	31
<b>6.3 Metamorfismo</b> .....	32
<b>6.4 Termobarometria</b> .....	36
6.4.1 <i>Resultados obtidos por THERMOCALC</i> .....	37
6.4.2 <i>Resultados obtidos por RCLC</i> .....	37
6.4.3 <i>Resultados obtidos por geotermômetro Zircônio-em-Rutilo</i> .....	38
<b>6.5 Pseudosseção</b> .....	39
<b>7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	41
<b>7.1 Granulitos UHT e Retrometamorfismo</b> .....	42

7.2	Considerações sobre condições de pressão de granulitos UHT	44
7.3	Granulitos UHT e Configuração Tectônica	45
8.	CONCLUSÕES	46
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

## Índice de Ilustrações

Figura 1:	Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias e cidades próximas, com destaque para a localização dos afloramentos estudados.	2
Figura 2:	Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília (CPRM, 2010, adaptado de Pimentel et al., 2004).	7
Figura 3:	Mapa geológico do Complexo Anápolis-Itauçu (AIC), retirado de Moraes et al. (2007).	11
Figura 4:	Localização da área de estudo, retirado de FOLHA SE.22-X-B GOIÂNIA (CPRM, 1998)	13
Figura 5:	Fotomicrografia da amostra CAI-13A2 – Porfiroblasto de granada com espinélio e sillimanita nas bordas. Inclusão de espinélio em sillimanita. Inclusão de biotita, quartzo, e espinélio no porfiroblasto de granada. Polarizadores cruzados.	15
Figura 6:	Fotomicrografia da amostra CAI-14A2 – Intercrescimento simplectítico de cordierita e sillimanita. Polarizadores cruzados.	16
Figura 7:	Fotomicrografia da amostra CAI-33 – Espinélio associado à granada e mineral opaco (ilmenita), apresentando núcleo marrom e bordas verde, indicando zonação composicional. Polarizadores descruzados.	17
Figura 8:	Fotomicrografia da amostra CAI-33 – Espinélio com corona de sillimanita, próximo à borda da granada ou incluso na mesma. A) Polarizadores descruzados e B) polarizadores cruzados.	18
Figura 9:	Fotomicrografia da amostra CAI-40A – Cristal de granada associado à sillimanita e ilmenita. Ressalta-se a corona de biotita formada ao redor dos grãos de ilmenita. A) Polarizadores descruzados e B) polarizadores cruzados.	19
Figura 10:	Fotomicrografia da amostra CAI-43 – Mirmequita abundante na camada predominantemente granoblástica. Polarizadores cruzados.	20
Figura 11:	Fotomicrografia da amostra CAI-62 – A) e B) porfiroblasto de granada com fraturas preenchidas por clorita. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados, objetiva 5x. C) e D) porfiroblasto de rutilo em contato com porfiroblastos de granada e cloritóide, envoltos em matriz granolepidoblástica. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados, objetiva 5x. E) e F) porfiroblastos de cloritóide em contato com granada em matriz granolepidoblástica. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados.	23
Figura 12:	Fotomicrografia da amostra CAI-105 – A) Contato irregular entre quartzo e espinélio. Polarizadores descruzados, objetiva 10x. B) Intercrescimento simplectítico de biotita e sillimanita. Polarizadores cruzados.	25
Figura 13:	Perfis de zonação química ao longo de porfiroblastos de granada. Valores dos componentes almandina, piropo, espessartita e grossulária em porcentagem molar.	26
Figura 14:	Perfis composicionais em plagioclásio. Valores em porcentagem molar.	29
Figura 15:	Gráfico de correlação das amostras de biotita presentes na lâmina CAI-43 relacionando os conteúdos de Ti contra Mg/(Mg+Fe).	30
Figura 16:	Gráfico de correlação das amostras presentes na lâmina CAI-62 relacionando os conteúdos de Si contra Mg, Fe <sup>2+</sup> , Ti e Na.	31

Figura 17: Grade petrogenética retirada de Pattinson et al. (2003) com as principais reações para granulitos aluminosos de alto grau. A linha vermelha indica a reação de pico metamórfico que a rocha ultrapassou, enquanto a linha amarela indica a última reação que a rocha cruzou durante o resfriamento. O campo cinza escuro indica possivelmente o campo de estabilidade do pico metamórfico, enquanto o campo cinza claro indica o campo de estabilidade do retrometamorfismo. ....	33
Figura 18: Grade petrogenética de Spear & Cheney (2000, inédito) para metapelitos. A linha roxa indica a reação que marca o retrometamorfismo, enquanto o campo rosa indica o campo de estabilidade do retrometamorfismo. ....	34
Figura 19: Grade petrogenética modificada de Pattinson et al. (2003) com as principais reações para granulitos máficos e intermediários. As linhas verde e vermelha representam as reações cruzadas pela rocha nas bandas máficas e intermediárias. ....	36
Figura 20: Pseudosseção <i>P-T</i> para a amostra CAI-62 do Complexo Anápolis-Itaçu no sistema químico KFMASH, com quartzo, muscovita e H <sub>2</sub> O em excesso. As linhas mais espessas representam as reações (6) e (7). ....	40
Figura 21: A) Diagrama <i>P-T</i> para granulitos metapelíticos de Harley (1989) no sistema FMAS. B) Diagrama <i>P-T</i> de Kelsey (2004) mostrando a localização dos equilíbrios FMAS em relação aos equilíbrios MAS. Notar diferença do valor de pressão para a posição dos pontos de fase ausente. Em vermelho, a reação cruzada pela maioria dos granulitos analisados no presente estudo de acordo com cada grade petrogenética. ....	45

## Índice de Tabelas

Tabela 1 – Análises químicas dos elementos de cada mineral .....	4
Tabela 2 – Análises representativas de granada. ....	26
Tabela 3 – Resultados termobarométricos para a amostra CAI-43 por método Al-em-Opx..	38
Tabela 4: Resultados de temperatura (em °C) das amostras do Complexo Anápolis-Itaçu, obtida por geotermômetro zircônio-em-rutilo para condições de pressão de 5, 7 e 10 kbar. ....	39
Tabela 5: Composição da rocha em proporção molar considerando os componentes presentes no sistema KFMASH.....	39
Tabela 6: Resultados obtidos por diferentes métodos termobarométricos compilados.....	42

## 1. INTRODUÇÃO

Os terrenos do Complexo Anápolis-Itauçu estão inseridos dentro do contexto da Faixa Brasília e compreendem rochas de metamorfismo de alto grau provenientes do núcleo metamórfico do orógeno, apresentando rochas granulíticas de temperatura ultra alta e em diversos estágios de retrometamorfismo (Moraes et al., 2002).

O estudo das condições de pressão e temperatura dos granulitos UHT e seu retrometamorfismo é de suma importância para se entender os modelos tectônicos e térmicos necessários para a formação de terrenos de alto grau. Além disso, determinar a trajetória  $P$ - $T$  do metamorfismo é importante para poder restringir as condições de pressão e temperatura para cenários tectônicos de processos orogênicos (Baldwin et al., 2002), principalmente no que se refere a granulitos UHT, que registram temperaturas excessivas.

A identificação dos terrenos UHT e das temperaturas máximas que eles podem ter atingido são comumente baseadas em cálculos de pseudosseção  $P$ - $T$  e no aparecimento ou ausência de paragéneses minerais críticas. Porém, nem sempre as associações minerais características desse tipo de condição de metamorfismo, tais como, safirina-quartzo, espinélio-quartzo, ortopiroxênio-sillimanita-quartzo (Harley, 1998) são encontradas. O rutilo, no entanto, ocorre como uma fase acessória em muitas associações metamórficas de alta temperatura e participa das principais reações metamórficas que podem ser associadas a condições de pressão-temperatura. Deste modo, o geotermômetro Zr-em-rutilo é uma excelente alternativa na busca de terrenos UHT e na investigação de suas temperaturas de equilíbrio (Zack et al., 2004).

## 2. METAS E OBJETIVOS

O presente estudo se propõe a caracterizar as condições metamórficas das rochas do Complexo Anápolis-Itauçu (CAI), na região entre Damolândia, Itauçu, Petrolina de Goiás e Ouro Verde de Goiás, GO, com enfoque nas rochas granulíticas paraderivadas. A investigação será realizada a partir da descrição petrográfica e microestrutural, análise química, cálculos geotermobarométricos e a construção de uma pseudosseção para se definir com mais precisão as condições de pressão e temperatura que essas rochas foram formadas.

### 3. LOCALIZAÇÃO

O presente estudo foi realizado a partir de rochas da região entre Damolândia, Itauçu, Petrolina de Goiás e Ouro Verde de Goiás, GO. A Figura 1 exibe o mapa de localização da área de estudo com o local dos principais afloramentos analisados.

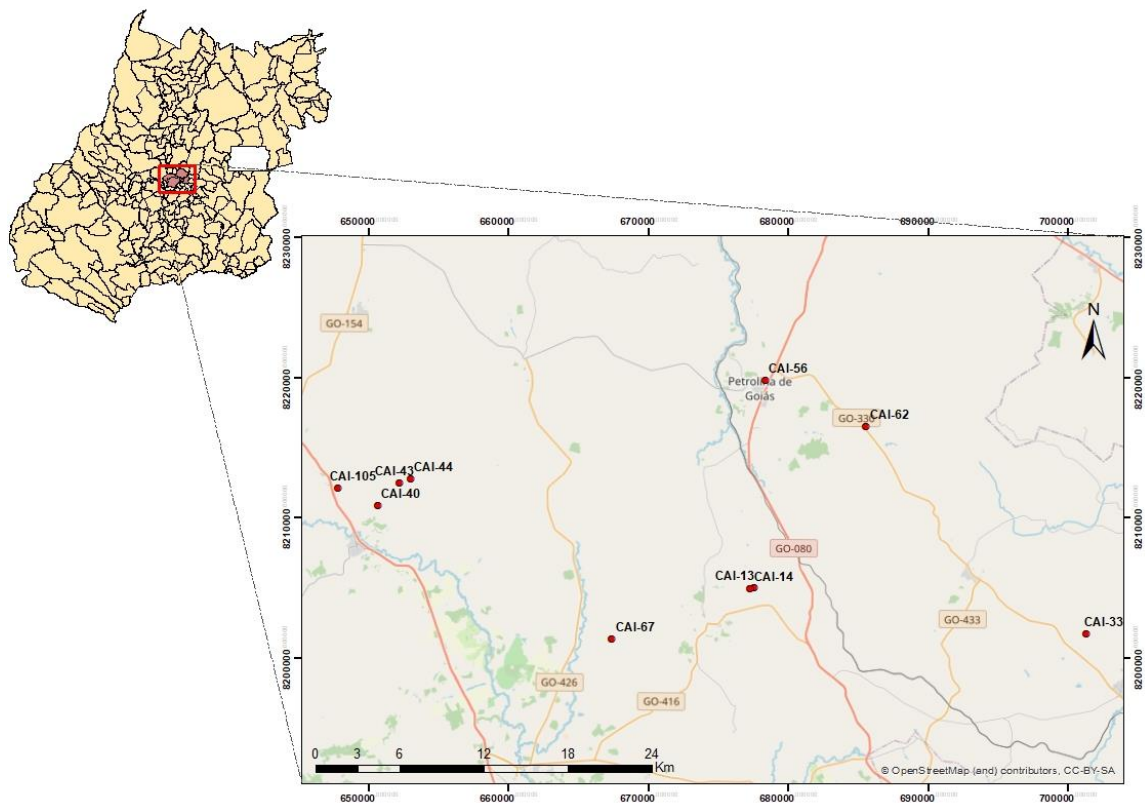


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com as principais rodovias e cidades próximas, com destaque para a localização dos afloramentos estudados.

### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e procedimentos utilizados para o cumprimento dos objetivos propostos no presente relatório são descritos abaixo.

#### 4.1 Levantamento Bibliográfico

A pesquisa bibliográfica foi realizada a partir do acervo da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da USP, além de consultas em ferramentas de pesquisa voltados à trabalhos

acadêmicos, como o *Google Scholar*. O levantamento bibliográfico teve como enfoque compilar informações sobre trabalhos anteriores a respeito da geologia regional da área de estudo e pesquisas relacionadas à petrologia metamórfica. Além disso, também foram estudados trabalhos relacionados à termobarometria e outros métodos específicos utilizados para a obtenção dos resultados.

Em relação aos estudos relacionados à geologia regional da área, destacam-se os trabalhos de Baldwin et al. (2005), Della Giustina et al. (2011), Ferreira Filho et al. (1998), Fischel (1998), Fuck et al. (1994), Jost et al. (2013), Moraes et al. (2002, 2007, 2010), Paula-Santos et al. (2014), Pimentel (2016), Pimentel et al. (1999 e 2004) e Puizana et al. (2003), que apresentam estudos relacionados principalmente à equilíbrio mineral, magmatismo, metamorfismo e geologia estrutural. Dentre os estudos teóricos de mineralogia e petrologia metamórfica, utilizou-se principalmente o livro de Deer, Howie e Zussman (2013). Em relação aos métodos de termobarometria, destacam-se Ewing et al. (1998), Kohn (2020), Tomkins et al. (2007) e Watson et al. (2006).

#### **4.2 Compilação de dados disponíveis em trabalhos anteriores**

Realizou-se a compilação de amostras previamente coletadas pelos professores Renato de Moraes e Mário da Costa Campos Neto na região entre Damolândia (sul), Itauçu e Taquaral de Goiás (norte), Inhumas (oeste) e Ouro Verde de Goiás (leste), no estado de Goiás, cujas análises químicas de rocha total e de minerais já haviam sido feitas em trabalhos anteriores.

#### **4.3 Análise petrográfica e microestrutural**

A etapa de análise petrográfica e microestrutural consistiu na descrição de seções delgadas das amostras do acervo pessoal do professor Renato de Moraes, com o objetivo de identificar as paragêneses metamórficas e as evidências de retrometamorfismo e suas relações com os elementos microestruturais.

A análise foi realizada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando os microscópios petrográficos Olympus BXP 40, disponibilizados no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do instituto.

#### 4.4 Química Mineral

As análises químicas foram realizadas a partir do método de geotermobarometria. Os dados foram coletados em trabalhos anteriores a partir de seções delgadas polidas metalizadas com película de carbono e analisados na microsonda eletrônica JEOL-JXA8600 com voltagem de 15 kv e corrente de 20 nA. As amostras selecionadas para as análises constituem principalmente de granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu que apresentam as principais fases minerais: granada, ortopiroxênio, plagioclásio, biotita, muscovita, clorita, cloritóide, espinélio e rutilo (Tabela 1). A partir destes resultados foram realizados uma série de cálculos geotermobarométricos de modo a definir as trajetórias *P-T* para os âmbitos estudados e comparar os resultados obtidos por cada tipo de fórmula termodinâmica específica.

Tabela 1 – Análises químicas dos elementos de cada mineral

<b>Biotita</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, F, Cl, Ba
<b>Clorita</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, F, Cl, Ba
<b>Cloritóide</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg
<b>Espinélio</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Zn
<b>Granada</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca
<b>Muscovita</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, F, Cl, Ba
<b>Ortopiroxênio</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K
<b>Plagioclásio</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Sr, Ba
<b>Rutilo</b>	Si, Ti, Al, Cr, Fe, V, Zr, Nb

#### 4.5 Geotermobarometria

O tratamento dos dados obtidos na etapa de química mineral foi realizado a partir de cálculos das fórmulas estruturais das fases minerais analisadas. Para rochas portadoras de granada e ortopiroxênio, foram estimadas as condições de pressão e temperatura a partir do software THERMOCALC (Powell e Holland, 1998), que utiliza o banco de dados internamente consistente de Holland e Powell (1988). O THERMOCALC utiliza a abordagem de cálculos de equações não-lineares, representadas pela relação de equilíbrio da equação básica da termodinâmica:

$$0 = \Delta G_0 + RT \ln K;$$

na qual  $\Delta G_0$  = variação da energia livre de Gibbs,  $R$  = constante dos gases de Boltzmann,  $T$  = temperatura e  $K$  = coeficiente de reação para os membros finais envolvidos.

Além do THERMOCALC, foi utilizado também o programa RCLC, que calcula as condições  $P$ - $T$  a partir da associação Grt-Opx-Pl-Qtz $\pm$ Cr $\pm$ Bt, com base na solubilidade de Al em ortopiroxênios em equilíbrio com granada, corrigido para trocas Fe-Mg tardias (Pattison et al., 2003). Para rochas com presença de rutilo, foi utilizado o geotermômetro zircônio-em-rutilo (Kohn, 2020).

#### **4.6 Pseudosseções**

A partir do programa THERMOCALC versão 3.47 e usando o banco de dados "ds62", foi calculada uma pseudosseção no sistema KFMASH para a amostra CAI-62. As pseudosseções correspondem à diagramas binários calculados a partir da composição química total ("*bulk composition*") da rocha. Este método se mostra interessante pois seu cálculo baseia-se apenas nas associações minerais que aquela rocha pode "ver" dentro de uma janela  $P$ - $T$ , de modo que é possível determinar uma janela  $P$ - $T$  específica em que cada paragênese mineral é estável e construir uma grade petrogenética com apenas as associações minerais que podem ocorrer dada a composição química da rocha, ao invés de se utilizar grades petrogenéticas para sistemas ideais.

Para se calcular uma pseudosseção, é necessário definir o sistema químico que será utilizado e estabelecer a composição total da rocha a ser amostrada. A pseudosseção define os campos de estabilidade das associações minerais a partir do cálculo de linhas e pontos onde dado mineral chega à moda zero.

### **5. TRABALHOS PRÉVIOS**

#### **5.1 Geologia Regional**

A área de estudo está localizada na porção central do estado de Goiás, dentro do Complexo Anápolis-Itauçu. Geologicamente, o complexo compreende um terreno alongado de orientação NW-SE, inserido na zona interna da Faixa Brasília (Pimentel, 2016).

### 5.1.1 Faixa Brasília

A Faixa Brasília está incluída dentro da Província Tocantins e compreende um cinturão de dobramentos neoproterozoicos formados durante a convergência entre as Placas São Francisco e Paranapanema (*Rio de la Plata*), na porção meridional, e entre as Placas São Francisco e Amazônica, na porção setentrional (Uhlein et al., 2012). A Faixa Brasília faz parte de um longo sistema orogênico que se estende por milhares de quilômetros em direção NE até os Cinturões Hoggar-Pharusiano e Dahomeny, a noroeste do continente africano, e resultou na amalgamação final do Gondwana (Pimentel, 2016).

Internamente, a Faixa Brasília é dividida em quatro domínios principais: o Maciço de Goiás, interpretado como uma microplaca alóctone, agregada à margem oeste da Faixa Brasília durante os últimos estágios de orogenia do final do Neoproterozoico; um cinturão de dobras e empurrões de antepaís, constituído de sequências metassedimentares neoproterozoicas ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco, na porção leste da Faixa Brasília; o Arco Magmático de Goiás, um terreno de grande acúmulo de crosta juvenil, desenvolvido durante a formação de Gondwana, situado na porção oeste da Faixa Brasília e um núcleo metamórfico de alto grau – Complexo Anápolis-Itauçu – compreendendo rochas granulíticas de alto grau e de temperatura ultra alta, exposto na porção central, conforme Figura 2 (Fuck et al., 1994; Pimentel et al., 2016, Della Giustina et al., 2011).

Adicionalmente, três intrusões meso- a neoproterozoicas compreendem uma faixa de 300 km ao longo da porção centro-norte da Faixa Brasília. As intrusões máfico-ultramáficas são conhecidas como Complexo Canabrava, Niquelândia e Barro Alto. Os complexos consistem em dois sistemas magmáticos e foram interpretados como uma única estrutura em escala regional, desassociada durante o Neoproterozoico e formando três corpos distintos (Pimentel, 2016). Estas rochas foram submetidas ao metamorfismo de fácies anfíbolito a granulito, com evolução progressiva de oeste para leste, chegando localmente a apresentar paragêneses minerais de temperatura ultra alta (Moraes e Fuck, 2000; Ferreira Filho et al., 1998). A oeste, estes complexos estão em contato com as sequências metavulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, de idade mesoproterozoica.

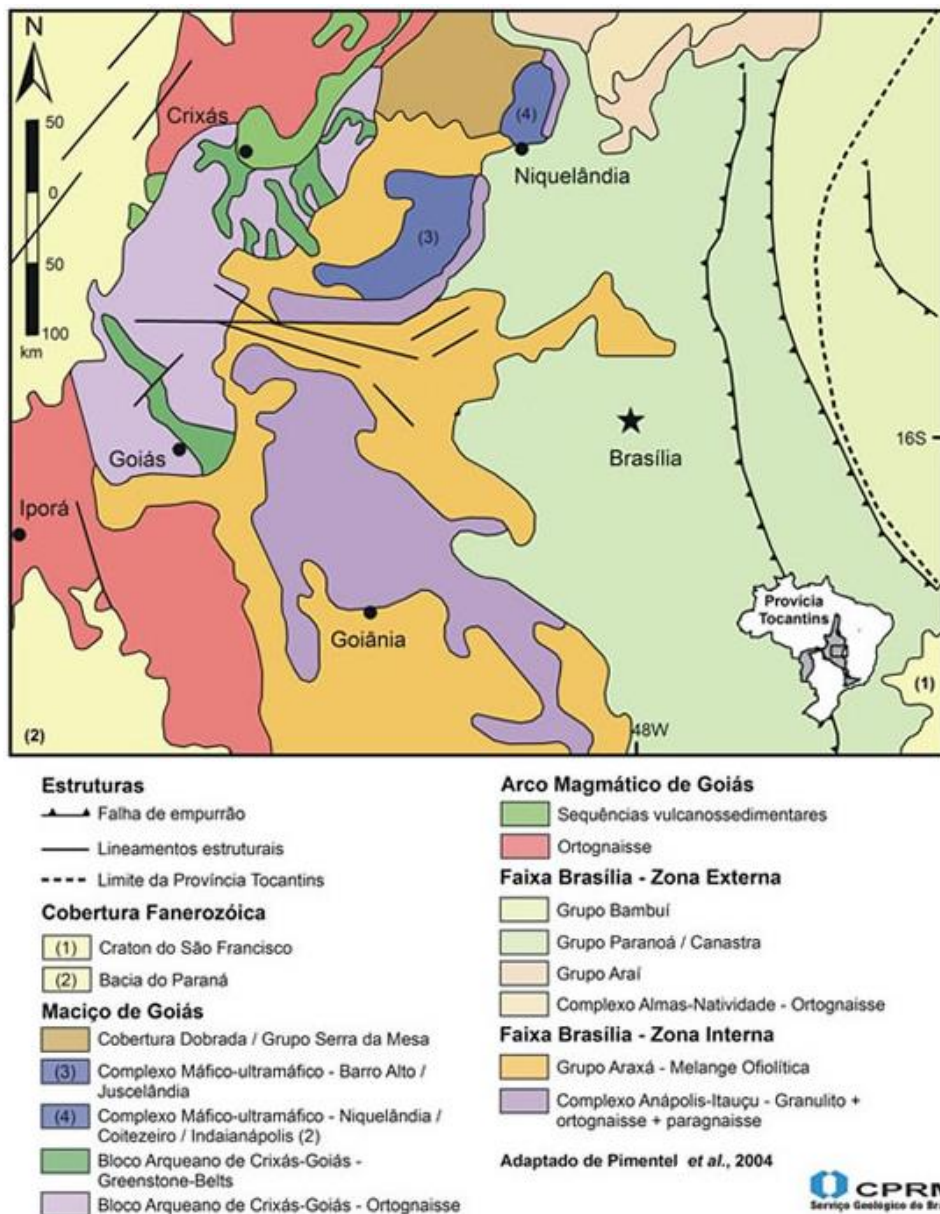


Figura 2: Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília (CPRM, 2010, adaptado de Pimentel et al., 2004).

### 5.1.2 Maciço de Goiás

O Maciço de Goiás compreende um terreno arqueano-paleoproterozoico definido como uma microplaca alóctone, agregada à margem oeste da Faixa Brasília durante os estágios finais da orogenia neoproterozoica como um segmento crustal, constituído por ortognaisses típicos do complexo TTG Arqueano e *greenstone belts* de baixo grau metamórfico, parcialmente Paleoproterozoicos (Riaciano), segundo Jost et al. (2013).

Os terrenos granito-gnáissicos compreendem ortognaisses do Complexo Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, à norte, e os Complexos Caiçara e Uvá, ao sul, separados pelos *greenstone belts*. As rochas granito-gnáissicas possuem idade U-Pb que variam entre

3,04 e 2,71 Ga (Pimentel, 2016). Dados U-Pb de cristais de zircão do Complexo Uvá separam o complexo em dois estágios magmáticos: protólitos tonalíticos, granodioríticos e dioríticos com idade ígnea de 3040 Ma a 2930 Ma e tonalitos, monzogranitos e granodioritos formados entre 2876 e 2846 Ma (Jost, 2013). Intrusões graníticas neoproterozoicas nos terrenos TTG datadas de 625 Ma sugerem que a microplaca já havia sido agregada à Faixa Brasília durante esse período (Pimentel, 2016).

Segundo Pimentel (2016), os *greenstone belts* apresentam komatiitos como unidade ultramáfica basal, com estruturas de *pillow* e *spinifex* e são cobertos por intercalações de rochas metassedimentares químicas e pelíticas, além de metaconglomerados, quartzitos e metapelitos no topo.

### 5.1.3 Sequências metassedimentares

Compreendem unidades sedimentares com direção N-S ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco, interpretadas como parte de uma sequência de margem passiva depositada na plataforma continental do paleocontinente São Francisco. Falhas de empurrão e falhas reversas marcam os limites entre as principais unidades estratigráficas e apontam um transporte tectônico em direção à leste (Pimentel, 2016).

O Grupo Paranoá compreende uma pilha sedimentar siliciclástica com intercalação de camadas de quartzito e metassiltito e lentes de calcário e dolomito com idade entre 1170 e 950 Ma. O Grupo Canastra apresenta metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalações carbonáticas, sendo filitos e quartzitos as rochas predominantes. O Grupo Canastra é considerado o equivalente lateral do Grupo Paranoá (Pimentel, 2016).

O Grupo Ibiá é dividido em duas unidades: a Formação Cubatão, na base, representando uma unidade diamictítica; e a Formação Rio Verde, no topo, formada por calcoxistos e calco-filitos de mar profundo. (Pimentel, 2016).

O Grupo Araxá apresenta grande diversidade litológica, compreendendo unidades de micaxistos, paragnaisses, quartzitos e calcoxistos e outras unidades metassedimentares do tipo turbidítico, incluindo rochas metavulcânicas, como anfibolitos, meta-andesitos e metarriolitos; *mélanges* ofiolíticas e incluindo ainda intrusões graníticas. O metamorfismo varia entre fácies xisto verde a anfibolito (Pimentel et al., 1999; Moraes et al., 2007). Os anfibolitos intercalados com os xistos do Grupo Araxá apresentam idade U-Pb de zircão de 0,8 Ga, além de elementos traços similares ao magmatismo do tipo MORB, sendo deste modo interpretados como partes do assoalho oceânico colocados tectonicamente entre os metassedimentos do Grupo Araxá. No entanto, as imbricações tectônicas entre as rochas

metassedimentares e metavulcânicas tornam a estratigrafia desta unidade ainda controversa (Pimentel, 2016).

O Grupo Bambuí representa uma sucessão carbonática-siliciclástica localizada na parte mais oriental da Faixa Brasília e recobre uma grande região do Cráton São Francisco. É dividido em cinco formações, da base para o topo: Formação Sete Lagoas, composta de calcários e dolomitos com camadas de rochas pelíticas; Formação Serra de Santa Helena, formada por folhelhos e siltitos intercalados com calcários e arenitos; Formação Lagoa do Jacaré, compreendendo calcários, siltitos e mármore; Formação Serra da Saudade, formada por siltitos, folhelhos e calcários, e a Formação Três Marias, definida por arenitos, siltitos e arcósios (Paula-Santos et al., 2014).

As rochas do Grupo Bambuí registram três megaciclos regressivos, os quais começam com uma transgressão marinha de amplitude regional, causada pela subsidência flexural do Cráton São Francisco, como resultado da acreção da Faixa Brasília na margem oeste do cráton (Paula-Santos et al., 2014). Esta interpretação é fundamentada pela transição entre fácies marinhas pelíticas profundas, fácies de plataforma rasa e de marés a fácies de supramaré (Pimentel, 2016). A descoberta de fósseis da fauna de Ediacara em rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas sugere uma idade neoproterozoica a cambriana para a deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí (Pimentel, 2016).

#### *5.1.4 Arco Magmático de Goiás*

O Arco Magmático de Goiás corresponde a um dos episódios magmáticos mais expressivos de acúmulo de crosta juvenil durante a formação do Gondwana. O Arco Magmático de Goiás é formado por sequências supracrustais, compreendendo rochas metavulcânicas cálcio-alcálicas, micaxistos com feldspato, quartzitos e mármore (representados pelos Arcos Santa Teresinha, Mara Rosa e Arenópolis), além de rochas plutônicas cálcio-alcálicas, originadas por intrusões graníticas pós-tectônicas (Pimentel et al., 2016). Os ortognaisses são majoritariamente metadioritos, metatonalitos e metagranitóides. O arco iniciou sua evolução em 900 Ma, com formação de arcos de ilha intra-oceânicos, e o evento magmático final ocorreu entre 630 a 600 Ma, durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano (Pimentel, 2016). As unidades supracrustais e ortognaissicas são justapostas entre si ao longo de falhas transcorrentes associadas ao Lineamento Transbrasiliano e marcam seu limite com a Faixa Araguaia na porção oeste (Pimentel et al., 2000).

### 5.1.5 *Complexo Anápolis-Itauçu*

Constituído de uma zona alongada na direção NW-SE de rochas de alto grau metamórfico expostas entre o Arco Magmático de Goiás e as rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Araxá, o Complexo Anápolis-Itauçu é composto de rochas granulíticas, orto e paraderivadas, além de intrusões graníticas e gabroicas (Figura 3). O complexo está delimitado por zonas de cisalhamento de alto ângulo em sua porção norte e por estruturas de nappe de baixo ângulo em sua porção meridional (Della Giustina et al., 2011).

O Complexo Anápolis-Itauçu foi anteriormente interpretado como o embasamento do Grupo Araxá, devido a seu alto grau metamórfico. No entanto, dados geocronológicos dos granulitos supracrustais do referido complexo e do Grupo Araxá apresentam idade modelo entre 1,3 a 1,6 Ga, sugerindo que parte do Complexo Anápolis-Itauçu representa o equivalente de alto grau metamórfico do Grupo Araxá (Fischel et al., 1998; Piuzana et al., 2003).

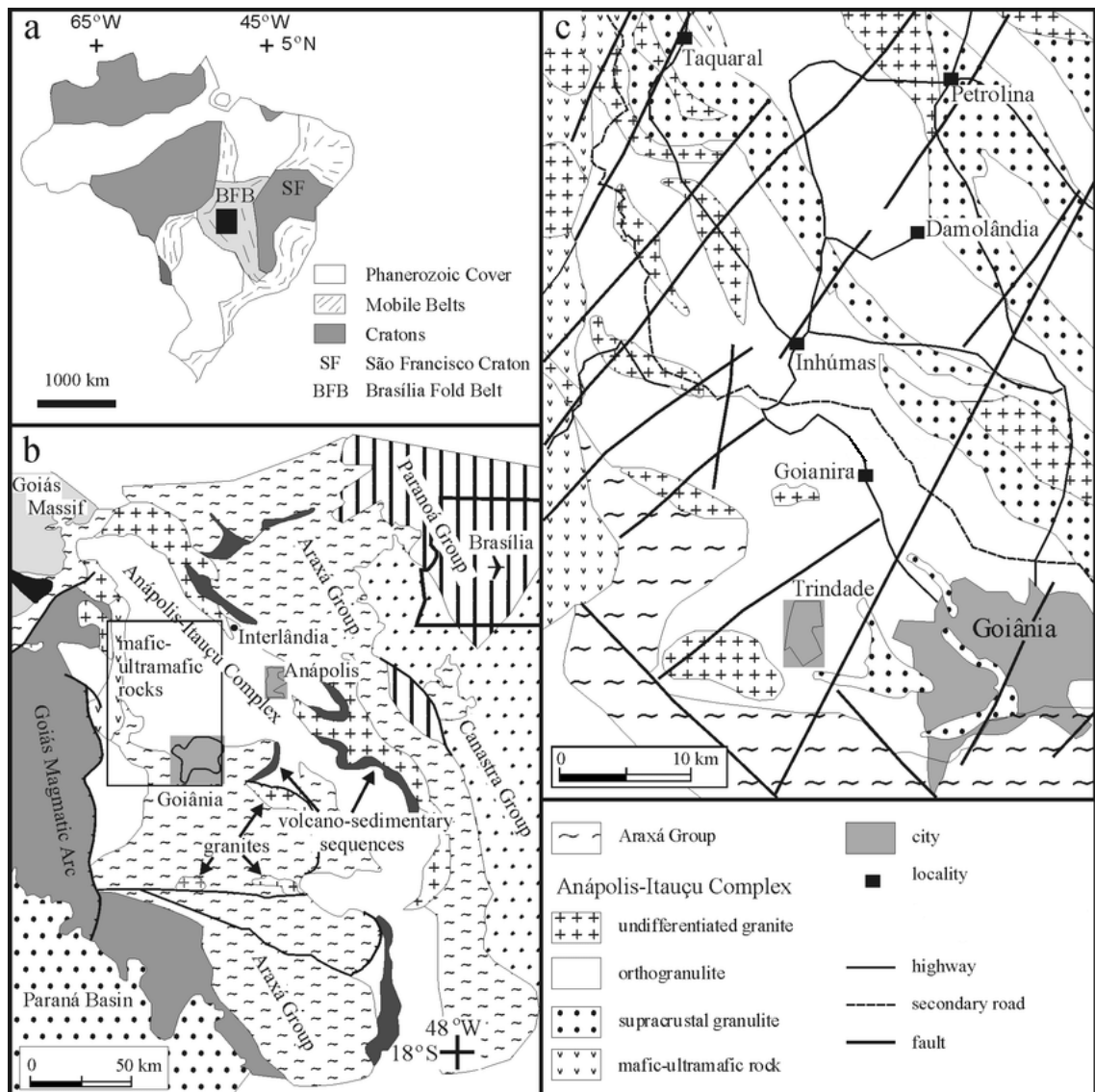


Figura 3: Mapa geológico do Complexo Anápolis-Itaçu (AIC), retirado de Moraes et al. (2007).

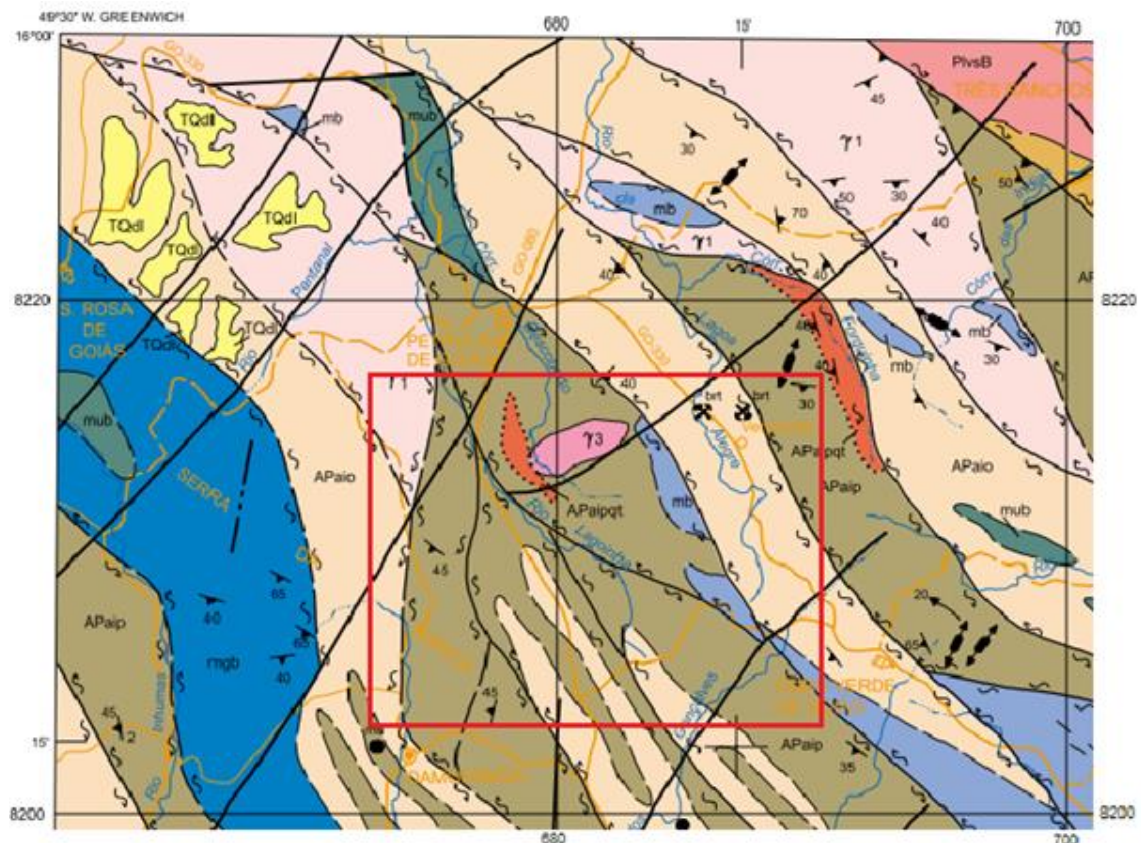
A associação de rochas granulíticas ortoderivadas compreende principalmente gnaisses tonalíticos a granodioríticos; rochas máficas, expostas tanto como granulitos dioríticos e/ou gabróicos; e complexos máfico-ultramáficos, formados por peridotitos, piroxenitos, gabros e gabros anortosíticos. Algumas dessas intrusões não foram afetadas pelo auge do metamorfismo granulítico e são tardias em relação a este. Dados geoquímicos sugerem um magma parental toleítico. Anomalias negativas de Eu e alta concentração de alumínio em piroxênios ígneos reliquiais indicam que as intrusões ocorreram em níveis profundos da crosta (Pimentel et al., 2016).

Os granulitos paraderivados são compostos por granulitos aluminosos, contendo quantidades variadas de sillimanita, granada, espinélio, cordierita e feldspato potássico, além de rochas calciossilicáticas e quartzitos impuros. As paragêneses minerais características de temperatura ultra alta estão presentes, tais como safirina+quartzo,

ortopiroxênio+sillimanita+quartzo, wollastonita+escapolita e hercinita+quartzo. A coexistência desses minerais em condições estáveis indica que as condições metamórficas de UHT atingiram a Faixa Brasília durante o Neoproterozoico (Moraes et al., 2002). As paragêneses minerais encontradas revelam temperaturas acima de 1100 °C e pressão de aproximadamente 10 kbar (Moraes et al., 2002, 2007). Os granulitos paraderivados preservam trajetórias *P-T* da rocha, sugerindo uma primeira fase descompressiva quase isotérmica e, posteriormente, uma fase de resfriamento quase isobárica (Baldwin et al., 2005; Della Giustina et al., 2011; Moraes et al., 2002).

Por fim, as intrusões são de granitos peraluminosos. A assinatura isotópica de Nd indica que esses granitos podem representar produto da anatexia dos granulitos paraderivados aluminosos do Complexo Anápolis-Itaçu ou das rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Piazana et al., 2003).

Os ortogranulitos máficos e félsicos, os paragranulitos e os granitos intrusivos apresentam todas as idades SHRIMP U-Pb de 760 e 630 M.a. e evolução metamórfica entre 650 a 640 M.a., o que indica que tanto o metamorfismo UHT quanto a colocação de magmas máficos e a anatexia dos granulitos paraderivados foram concomitantes (Pimentel et al., 2016).



### PROTEROZOICO SUPERIOR

**73** Biotita-muscovita granito, metagranodiorito, pegmatóide-greisen e pegmatitos associados a zonas de cisalhamento

### PROTEROZOICO INFERIOR A ARQUEANO

#### Complexo Anápolis-Itauçu

**APaip** Granulitos paraderivados (APaip) - gnaisses aluminosos a hiperaluminosos, com intercalações de quartzitos aluminosos (qt), quartzitos ferruginosos, gonditos, rochas calcissilicáticas e mármore (mm). Subordinadamente granulitos ortoderivados.

**APaio** Granulitos ortoderivados (APaio) - gnaisses ortoderivados, charnockitos (ck), e/ou enderbitos, metagabróides (mgb), metabásicas (mb), metaultrabásicas (mub), piroxenitos (px) e seus derivados transformados. Subordinadamente granulitos paraderivados.

Figura 4: Localização da área de estudo, retirado de FOLHA SE.22-X-B GOIÂNIA (CPRM, 1998)

Os granulitos UHT que apresentam safirina preservam microestruturas como coronas e simplectitos, que registram evidências de que a rocha cruzou reações minerais durante a evolução da trajetória *P-T*. Essas microestruturas guardam informações acerca de partes do retrometamorfismo da rocha (Moraes et al., 2002). Granulitos UHT foram identificados em algumas localidades dentro do Complexo Anápolis-Itauçu. Ao norte de Goiânia, um quartzito impuro preserva as paragêneses safirina-quartzo e ortopiroxênio-sillimanita-quartzo. Segundo Moraes et al. (2002), a alta concentração de  $Al_2O_3$  em ortopiroxênios combinado com a ausência de cordierita e o desenvolvimento tardio de biotita restringiram a evolução

metamórfica a temperaturas de 1150 °C a 10 kbar, e resfriamento quase isobárico em torno de 900 °C.

Na segunda localidade, próximo de Damolândia, a presença de safirina ocorre tanto em rochas ricas em quartzo quanto em rochas pobres em quartzo. Neste último caso, interpreta-se que a paragênese mineral de pico metamórfico tenha sido ortopiroxênio-granada-sillimanita-quartzo. Na rocha rica em quartzo, a paragênese de pico metamórfico reflete a reação de ortopiroxênio-quartzo-sillimanita para granada-safirina (Baldwin et al., 2005; Moraes et al., 2002). Granulitos UHT também são encontrados no Córrego Monjolo, onde estão presentes rochas metapelíticas com safirina ausente, apresentando ortopiroxênio aluminoso com intercrescimento de cordierita, sillimanita e espinélio, registrando-se a reação de quebra da safirina (Baldwin et al., 2005; Moraes et al., 2002).

## **6. RESULTADOS OBTIDOS**

### **6.1 Petrografia**

Dentre os litotipos mais comuns encontrados no Complexo Anápolis-Itauçu, ocorrem granulitos de origem pelítica, formados por quartzo, plagioclásio, granada e ortopiroxênio. Algumas amostras apresentam também minerais como feldspato potássico, espinélio, sillimanita e cordierita. Entre os minerais acessórios mais comuns, encontra-se ilmenita, rutilo e zircão. Em suma, as rochas analisadas correspondem a granulitos aluminosos com espinélio (CAI-40, CAI-44, CAI-67 e CAI-105), granulitos migmatíticos aluminosos com cordierita (CAI-13, CAI-14 e CAI-33), granulito bandado (CAI-43) e rochas intensamente retrometamorfizadas (CAI-56 e CAI-62). As características petrográficas de cada conjunto de lâminas são descritas a seguir.

#### *Lâminas CAI-13*

A rocha deste conjunto de lâminas corresponde a um granulito aluminoso migmatítico. Sua mineralogia é composta por biotita, quartzo, granada, sillimanita, plagioclásio, espinélio, cordierita e rutilo, além de quantidades menores de feldspato potássico, muscovita, carbonato, ilmenita e zircão. Apresenta matriz inequigranular seriada fina a média, com textura nematolepidogranoblástica definida por sillimanita, biotita, plagioclásio e quartzo, além de textura porfiroblástica definida pela granada.

A granada apresenta-se porfiroblástica, chegando a até 3 cm. Com textura poiquiloblástica, observa-se inclusões de diversos minerais, como biotita, quartzo, plagioclásio, espinélio, cordierita e rutilo. As inclusões das granadas apresentam-se geralmente orientadas em uma direção diferente da orientação da matriz. Nas bordas dos porfiroblastos de granada ocorre associação de sillimanita e espinélio ou sillimanita com inclusão de espinélio (Figura 5).

O quartzo presente na matriz apresenta-se com extinção ondulante e recristalização tipo migração de borda de grão. O plagioclásio ocorre saussuritizado. O rutilo comumente apresenta-se com borda de biotita ou ilmenita e com coloração amarelada.

A sillimanita apresenta-se euédrica a subédrica, poligonais e comumente orientadas na mesma direção da matriz. Em menores quantidades, zircão e rutilo apresentam-se distribuídos por toda a lâmina. O zircão ocorre tanto associado à matriz quanto como inclusão na biotita, neste último caso produzindo halo pleocróico.

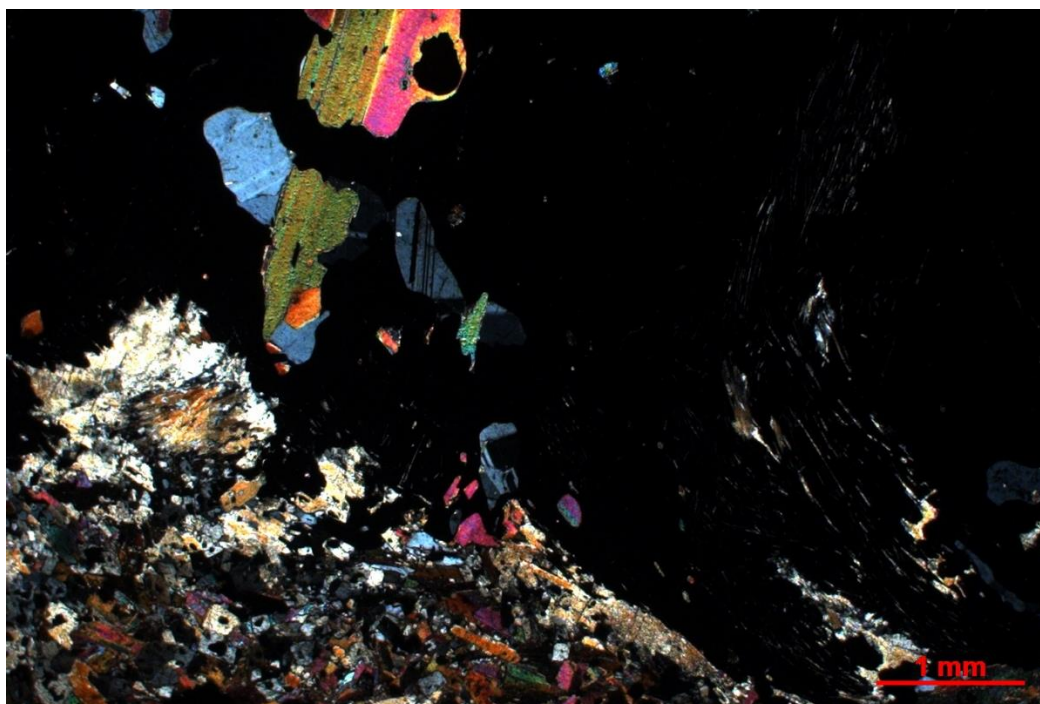


Figura 5: Fotomicrografia da amostra CAI-13A2 – Porfiroblasto de granada com espinélio e sillimanita nas bordas. Inclusão de espinélio em sillimanita. Inclusão de biotita, quartzo, e espinélio no porfiroblasto de granada. Polarizadores cruzados.

#### *Lâminas CAI-14*

Este conjunto de lâminas compreende um granulito grosso composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, sillimanita, cordierita, espinélio e biotita, com rutilo,

ilmenita e zircão como minerais acessórios. Apresenta matriz inequigranular seriada média a grossa, com textura nematogranoblástica definida por sillimanita, plagioclásio, quartzo e feldspato potássico.

Os cristais de quartzo apresentam-se subédricos, com até 2,7mm. É caracterizado pela recristalização do tipo rotação de subgrão, extinção ondulante e contatos curvos a interlobados. Plagioclásio e feldspato potássico são subédricos, sendo o último visto comumente como mesopertita.

A granada é porfiroblástica, podendo ser arredondadas ou com suas bordas parcialmente corroídas. Quartzo, biotita e/ou cordierita ocorrem como inclusão em boa parte das granadas presentes.

A sillimanita é euédrica a subédrica, predominantemente prismática e orientadas segundo a foliação principal.

Cristais de cordierita ocorrem sempre como inclusões em porfiroblastos de granada ou em contato com granada ou sillimanita. Localmente, cordierita é encontrada associada a cristais de granada com bordas corroídas – sugerindo que a cordierita estava substituindo a granada – ou como intercrescimento simplectítico de cordierita com sillimanita (Figura 6).

Rutilo é subédrico a anédrico e é encontrado geralmente como inclusão dentro da granada ou em contato com granada e zircão.

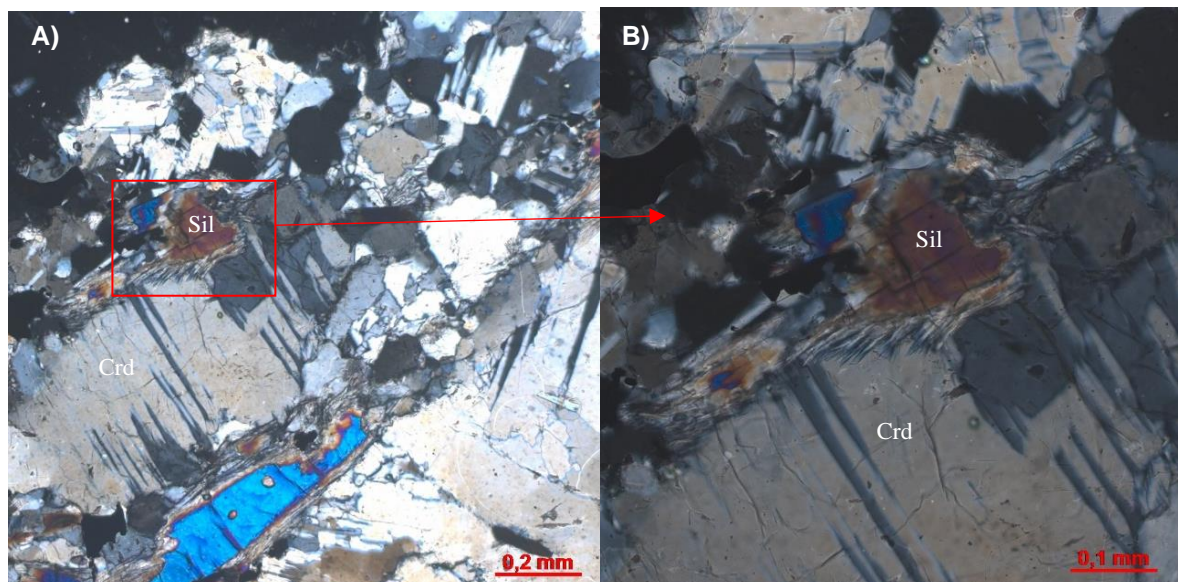


Figura 6: Fotomicrografia da amostra CAI-14A2 – Intercrescimento simplectítico de cordierita e sillimanita. Polarizadores cruzados.

### Lâminas CAI-33

A lâmina corresponde a um espinélio-granada-sillimanita-quartzo granulito. Sua mineralogia é composta por espinélio, granada, sillimanita, cordierita, quartzo, feldspato potássico e, em menor quantidade, plagioclásio, ilmenita e rutilo. Apresenta matriz inequigranular seriada fina a média, com textura nematogranoblástica, definida por sillimanita, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.

O quartzo que define a matriz apresenta-se subédrico, geralmente com extinção ondulante e contato interlobado a dentado. Apresentam-se comumente alongados e com recristalização do tipo migração de borda de grão. O feldspato potássico apresenta-se subédrico, comumente na forma de mesopertitas (lamelas de plagioclásio).

A granada apresenta-se como porfiroblastos, com textura poiquiloblástica, apresentando inclusões de quartzo, sillimanita e espinélio. O espinélio comumente se apresenta anédrico, geralmente associado a granada e sillimanita ou como inclusão nas mesmas. Localmente o espinélio apresenta-se zonado, observando-se bordas verdes e núcleo marrom (Figura 7). Quando há espinélio próximo às bordas da granada, é comum o espinélio apresentar uma corona de sillimanita (Figura 8). Essa textura coronítica também são observadas em ilmenita próximas às bordas de granada.

Além disso, é observado em menores quantidades inclusões de espinélio com coronas de granadas incluídos dentro de outra granada, de modo a isolar o espinélio do quartzo.

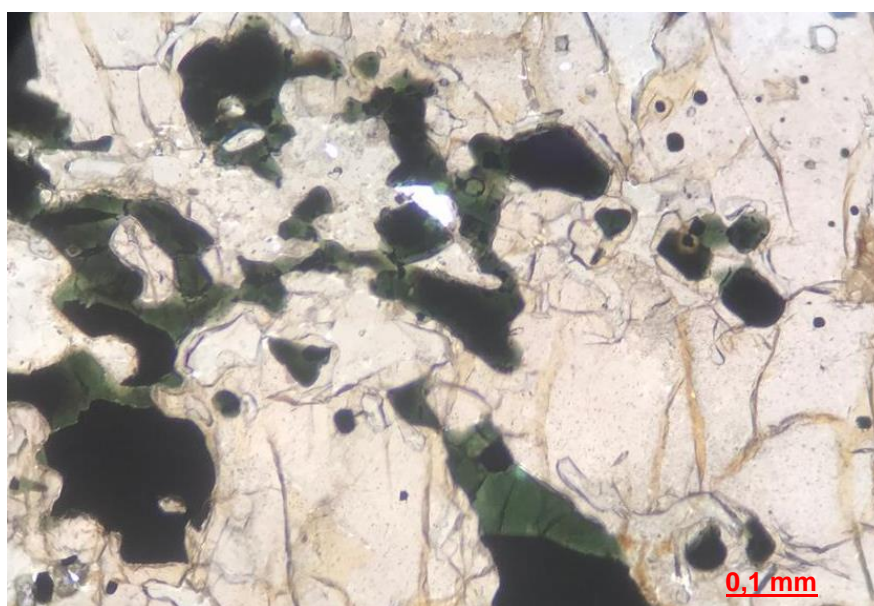


Figura 7: Fotomicrografia da amostra CAI-33 – Espinélio associado à granada e mineral opaco (ilmenita), apresentando núcleo marrom e bordas verde, indicando zonação composicional. Polarizadores descruzados.

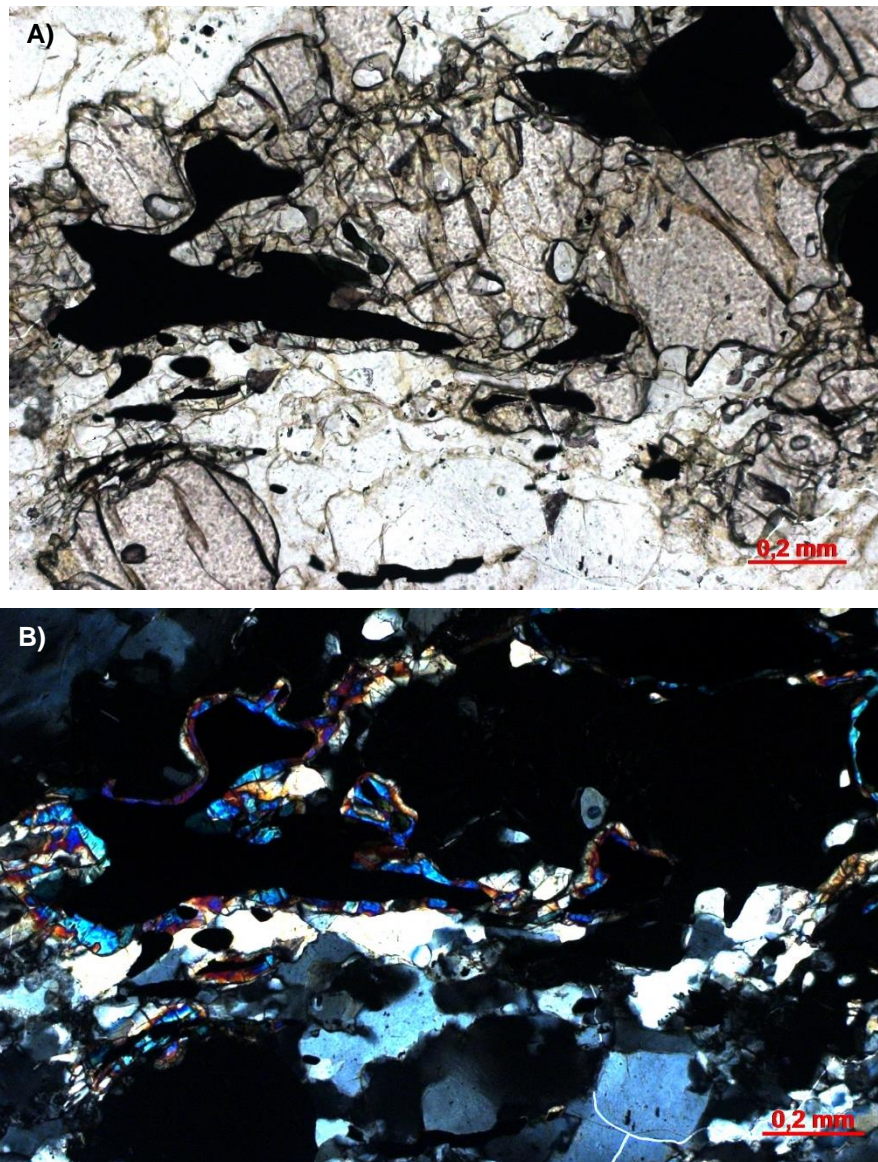


Figura 8: Fotomicrografia da amostra CAI-33 – Espinélio com corona de sillimanita, próximo à borda da granada ou incluso na mesma. A) Polarizadores descruzados e B) polarizadores cruzados.

#### Lâminas CAI-40

A lâmina CAI-40-A corresponde a um espinélio-granada-sillimanita granulito, com mineralogia composta de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, espinélio, granada e sillimanita. Rutilo, ilmenita e zircão apresentam-se como minerais acessórios. Apresenta matriz com textura granoblástica, de granulação fina a média, definida por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, todos subédricos, com bordas curvas a interlobadas.

Feldspato potássico é perfitico, apresentando lamelas de exsolução de plagioclásio em seu núcleo e ausência de lamelas nas bordas. Plagioclásio apresenta geminação polissintética. Mirmequita é comum quando plagioclásio e feldspato potássico estão em contato.

A granada é anédrica, dispersa pela matriz e com inclusão de quartzo e plagioclásio. Sillimanita é subédrica a anédrica, encontrada dispersa pela matriz ou envolta de espinélio.

Espinélio é anédrico, associado à ilmenita, comumente apresentando corona de sillimanita ou biotita. Em alguns grãos percebe-se que o núcleo do cristal apresenta coloração marrom, enquanto as bordas apresentam coloração mais esverdeada, sugerindo zonação composicional. Mineral opaco (ilmenita) com corona de biotita também é encontrado (Figura 9).

Rutilo e zircão ocorrem como minerais acessórios, dispersos pela lâmina e comumente associados.

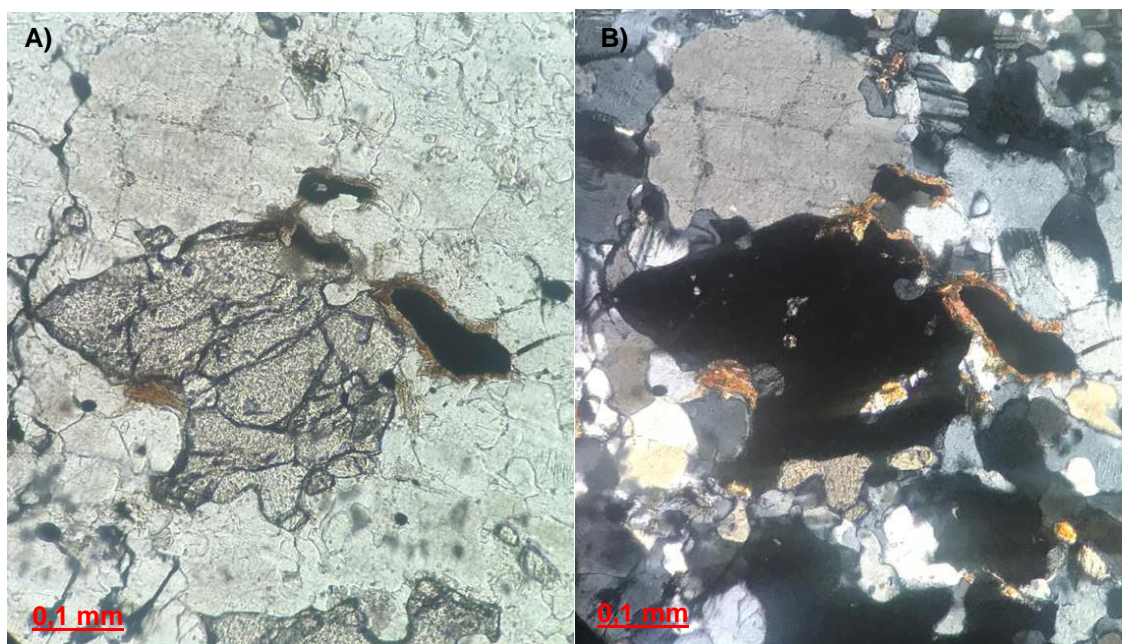


Figura 9: Fotomicrografia da amostra CAI-40A – Cristal de granada associado à sillimanita e ilmenita. Ressalta-se a corona de biotita formada ao redor dos grãos de ilmenita. A) Polarizadores descruzados e B) polarizadores cruzados.

### *Lâminas CAI-43*

A rocha deste conjunto de lâminas corresponde a um granulito bandado. Sua mineralogia é composta por ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo granada e biotita, além de quantidades menores de clinopiroxênio, hornblenda, ilmenita, rutilo e clinozoizita. Apresenta bandamento composicional, podendo-se separar a lâmina em três bandas de composição mineral distintas: a primeira banda, predominantemente lepidogranoblástica, é definida por biotita, granada, plagioclásio e quartzo e apresenta matriz inequigranular seriada fina a média.

O quartzo e o plagioclásio ocorrem subédricos, enquanto a granada e a biotita apresentam-se euédricos a subédricos, com contatos retos a curvos.

A segunda banda possui textura granoblástica e é definida principalmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, apresentando eventuais minerais como granada, biotita e ortopiroxênio. Com matriz inequigranular seriada fina a grossa, os cristais de quartzo ocorrem subédricos à anédricos e variam de 0,15 mm a 1 mm. Já o plagioclásio e o feldspato potássico ocorrem subédricos. Os minerais apresentam contatos curvos a interlobados, e é observado mirmequita em grande quantidade distribuído por toda a região desse bandamento (Figura 10).

A terceira banda apresenta textura granonematoblástica e matriz inequigranular seriada média, definida principalmente por ortopiroxênio e plagioclásio. Minerais como clinopiroxênio, quartzo, ilmenita e rutilo também são observados, porém em menor quantidade. O ortopiroxênio ocorre subédrico, com pleocroísmo variando entre vermelho ou verde. Tanto ortopiroxênio quanto clinopiroxênio apresentam pequenas coronas de hornblenda em suas bordas.

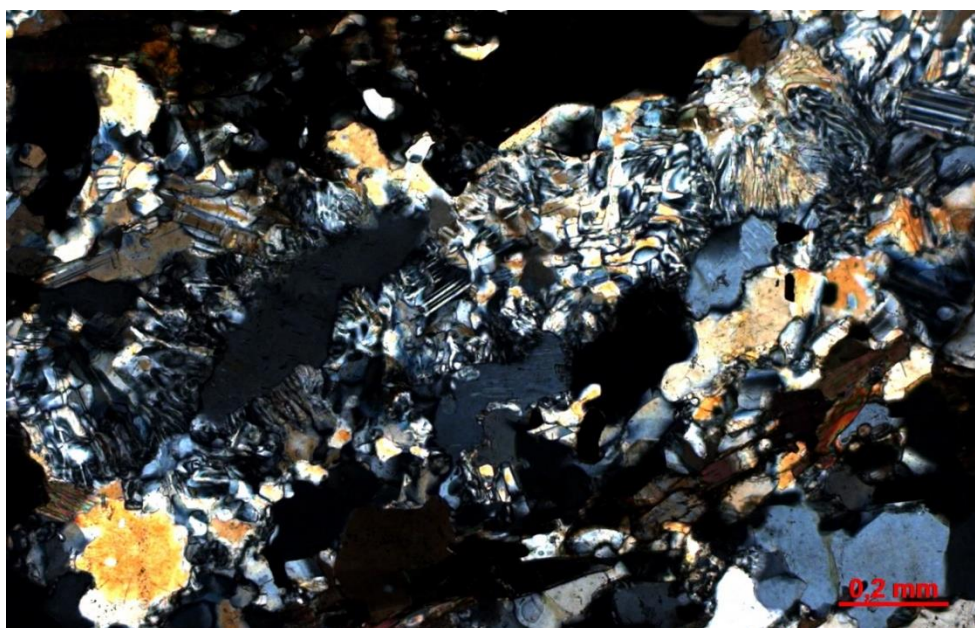


Figura 10: Fotomicrografia da amostra CAI-43 – Mirmequita abundante na camada predominantemente granoblástica. Polarizadores cruzados.

#### *Lâminas CAI-44*

Esta lâmina compreende um granulito composto essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, sillimanita, granada e espinélio. Entre os minerais

acessórios, consta rutilo, ilmenita e zircão. Apresenta xistosidade bem desenvolvida, matriz inequigranular seriada média, com textura granoblástica definida por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico.

Biotita amarronzada subédrica ocorre associada ao espinélio, geralmente orientados segundo a xistosidade principal. Biotita é encontrada também envolvendo ilmenita como uma fina corona. Localmente, o espinélio apresenta-se com corona de sillimanita.

Sillimanita e granada são subédricas, orientadas segundo à matriz, com contato reto a interlobado com outros minerais. Comumente apresentam-se em contato entre si.

Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (perita) apresentam-se subédricos. Mirmequita é comum. Os feldspatos potássicos são encontrados predominantemente como mesopertitas, com possivelmente dois tipos de exsolução, devido à presença de feldspatos potássicos com lamelas de plagioclásio ora mais finos, ora mais grossos.

#### *Lâminas CAI-56*

A lâmina CAI-56 corresponde a um estaurolita-cianita-granada gnaiss, com mineralogia composta de quartzo, plagioclásio, granada, estaurolita, cianita, cloritóide, e, em menor quantidade, muscovita, ilmenita, rutilo e zircão. Apresenta matriz com textura granoblástica definida por quartzo e plagioclásio e textura porfiroblástica definida pela granada e pela cianita.

O quartzo e o plagioclásio são subédrico a anédricos, com bordas interlobadas. O quartzo apresenta recristalização do tipo rotação de subgrão.

A granada é subédrica, porfiroblástica e poiquiloblástica, apresentando inclusões de quartzo, estaurolita, cianita, rutilo e muscovita. Cloritóide está presente entre as fraturas das granadas.

Cianita é subédrica, apresentando bordas com aspecto corroído e inclusão de quartzo. A estaurolita é subédrica a anédrica, com pleocroísmo amarelo fraco e se encontra geralmente associada à granada ou cianita.

#### *Lâminas CAI-62*

Este conjunto de lâminas é proveniente de uma rocha nomeada de cianita-cloritoide-clorita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada. Sua mineralogia é composta por quartzo, granada, clorita, cloritóide, cianita, muscovita e rutilo. Apresenta xistosidade fina, com textura granolepidoblástica definida por quartzo e aglomerados de clorita e muscovita. A

granada ocorre com textura porfiroblástica e poiquiloblástica, comumente subédrica, apresentando inclusões de quartzo, rutilo e cloritóide. Apresenta aspecto corroído, com presença de clorita entre suas fraturas.

O cloritóide aparece comumente subédricos e associado à matriz, mas também ocorre como porfiroblastos. Apresenta contatos retos e geminação polissintética. É comum a presença de inclusões de rutilo no cloritóide. O rutilo ocorre subédrico a anédrico e predominantemente como inclusão em outros minerais, como granada. No entanto, a lâmina apresenta um cristal de rutilo porfiroblástico, com tamanho de 0,7 mm (Figura 11).

O quartzo aparece como um dos minerais que define a foliação principal da rocha. Apresenta granulação média, contato interlobado e recristalização do tipo migração de borda de grão. Apresenta extinção ondulante ou como "tabuleiro de xadrez". Por fim, a cianita ocorre euédrica a subédrica, prismática e com pleocroísmo leve de cor amarelada.

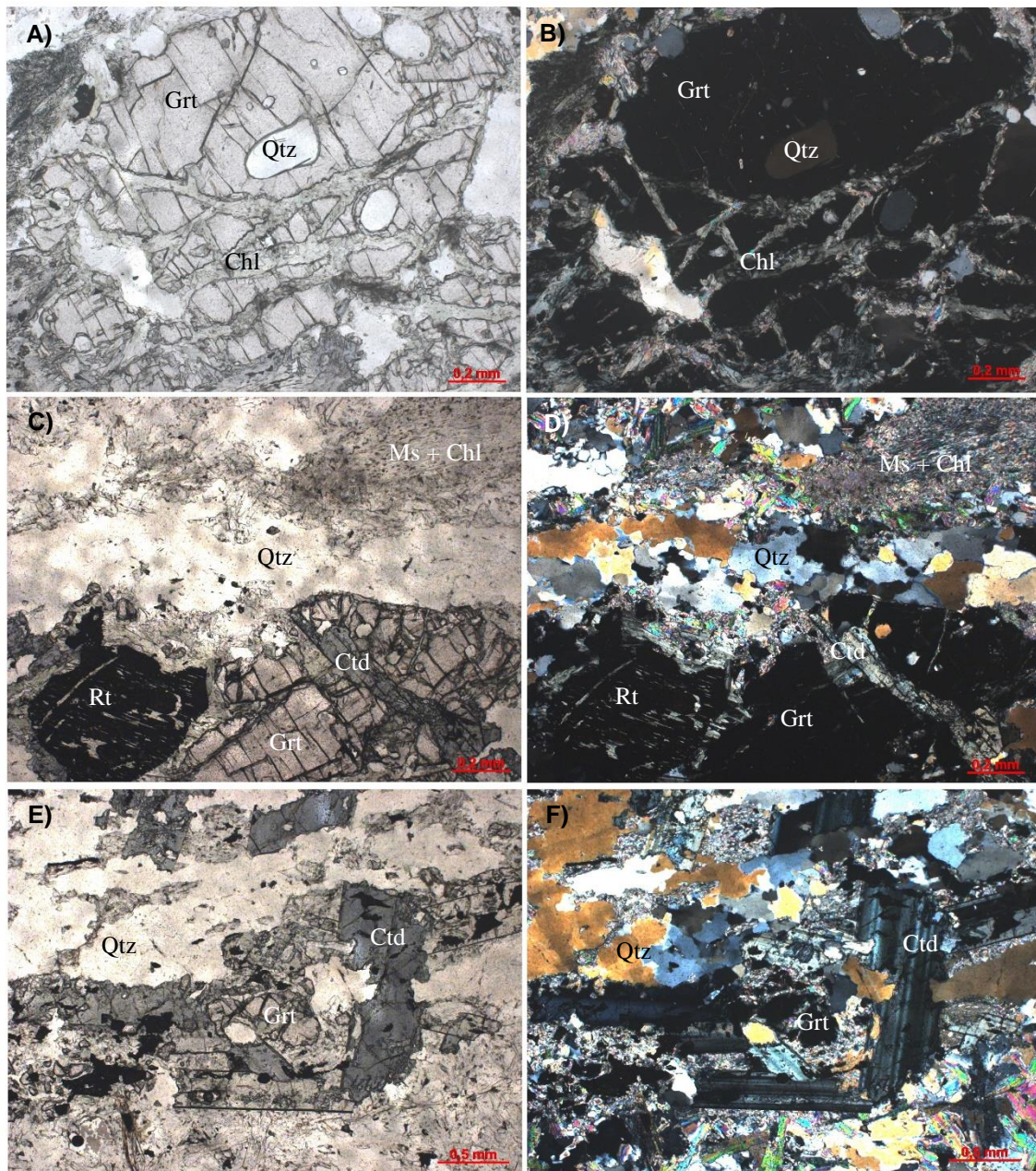


Figura 11: Fotomicrografia da amostra CAI-62 – A) e B) porfiroblasto de granada com fraturas preenchidas por clorita. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados, objetiva 5x. C) e D) porfiroblasto de rutilo em contato com porfiroblastos de granada e cloritóide, envoltos em matriz granolepidoblástica. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados, objetiva 5x. E) e F) porfiroblastos de cloritóide em contato com granada em matriz granolepidoblástica. Polarizadores respectivamente descruzados e cruzados.

### Lâmina CAI-67

Esta lâmina compreende um granulito composto essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, espinélio, rutilo e ilmenita. Apresenta matriz inequigranular fina a grossa, com textura granoblástica definida por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico.

Granada é subédrica, porfiroblástica, apresentando inclusão de quartzo, biotita e espinélio. Apresenta associada à biotita e com bordas corroídas, como se estivesse sendo consumida.

Biotita é amarronzada, subédrica e é encontrada também como corona em ilmenita.

Feldspato potássico é encontrado frequentemente como mesopertita, sendo as lamelas de exsolução de plagioclásio concentradas no núcleo e ausente nas bordas. Mirmequita é comum. Plagioclásio e mesopertita são anédricos, enquanto quartzo é subédrico a anédrico, sendo encontrado bastante deformado, com extinção ondulante e com tamanho de até 1,6mm.

#### *Lâmina CAI-105*

Corresponde a um espinélio-granada-sillimanita-quartzo granulito. Sua mineralogia é composta por espinélio, granada, sillimanita, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e, como minerais acessórios, biotita, ilmenita, rutilo e zircão. Apresenta matriz inequigranular seriada fina a grossa, com textura granoblástica, definida por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.

O quartzo que define a matriz é anédrico, apresentando forte deformação e contato interlobado a dentado. Apresentam-se com recristalização do tipo migração de borda de grão e comumente alongados, chegando a até 3 mm. Mirmequita dispersa pela lâmina.

O feldspato potássico apresenta-se subédrico, comumente na forma de mesopertitas. As lamelas de exsolução são encontradas sempre no núcleo dos feldspatos potássicos, não sendo observado as mesmas nas bordas dos grãos. Plagioclásio é subédrico e apresenta geminação da albita.

A granada é subédrica, com tamanho variando entre 0,6 a 1,2 mm e fazendo contatos retos a curvos com os outros minerais.

O espinélio é subédrico a anédrico, pleocróico, com coloração variando entre verde intenso à ligeiramente marrom. Grãos de espinélio com corona de sillimanita e granada associada é comum. O espinélio também é encontrado em contato com grãos de quartzo, sem textura coronítica (Figura 12).

Sillimanita e biotita são anédricas, estando geralmente associadas ao espinélio e à granada, respectivamente. Localmente ocorre intercrescimento simplectítico de biotita e sillimanita (Figura 12).

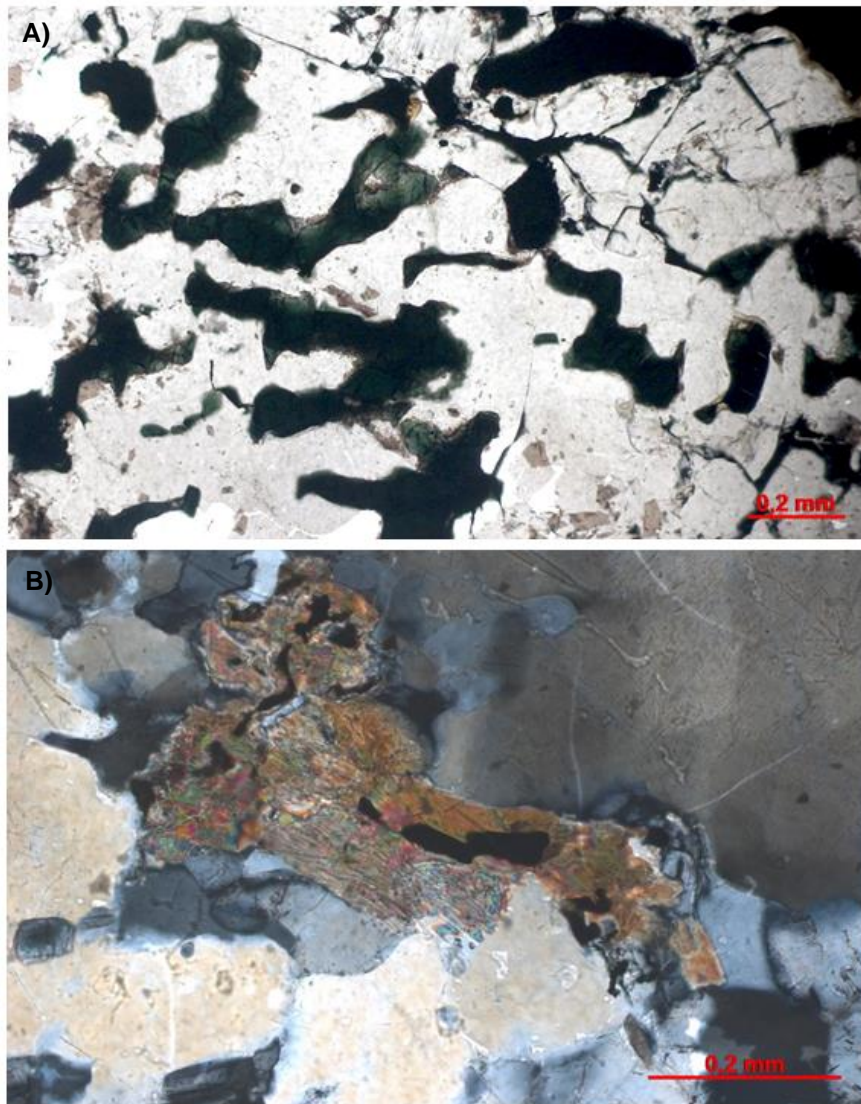


Figura 12: Fotomicrografia da amostra CAI-105 – A) Contato irregular entre quartzo e espinélio. Polarizadores descruzados, objetiva 10x. B) Intercrescimento simplectítico de biotita e sillimanita. Polarizadores cruzados.

## 6.2 Química Mineral

A partir de seis lâminas analisadas em microsonda eletrônica do Complexo Anápolis-Itaçu (CAI-14A2, CAI-33, CAI-40, CAI-43, CAI-44 e CAI-62), foram analisadas as fases de granada, plagioclásio, ortopiroxênio, espinélio, biotita, clorita, cloritóide, muscovita e rutilo.

### 6.2.1 Granada

Em todas as amostras analisadas a composição da granada é dominada pelos membros finais almandina e piropo, com grossulária e espessartita em menores quantidades, apresentando composições no intervalo  $\text{Alm}_{56-72}\text{Prp}_{22-38}\text{Grs}_{3-7}\text{Spss}_{1,3-2}$ . Nas análises CAI-43-2

e CAI-40, os teores de almandina e piropo apresentam perfis químicos planos, praticamente sem variação química do núcleo às bordas dos grãos, com valores entre 55% a 60% para almandina e 34% a 40% para piropo.  $X_{Mg}$  varia de 1,09 a 1,12 do núcleo às bordas.

Na análise CAI-43-1, a molécula de almandina aumenta consideravelmente do núcleo para a borda, enquanto a molécula de piropo diminui. A granada apresenta núcleo 'químico' de composição em torno de  $Alm_{58}Prp_{37}Grs_{4,3}Spss_{1,7}$ , com aumento relativamente contínuo e gradacional dos conteúdos de almandina e espessartita (chegando nos valores máximos de  $Alm_{72}$  e  $Spss_{2,4}$ ) e diminuição dos conteúdos de piropo e grossulária (até  $Prp_{22}$  e  $Grs_{3,5}$ ) em direção às bordas do cristal. Esta granada apresenta núcleo mais ricos em teores de Mg, com diminuição dos teores de Mg e aumento dos teores de Fe em direção às bordas.  $X_{Mg}$  varia de 1,097 a 0,067 do núcleo às bordas. A porcentagem de grossulária varia entre 4,3% a 3,5% e a de espessartita de 1,3% a 2,3%, do núcleo à borda (Figura 13).

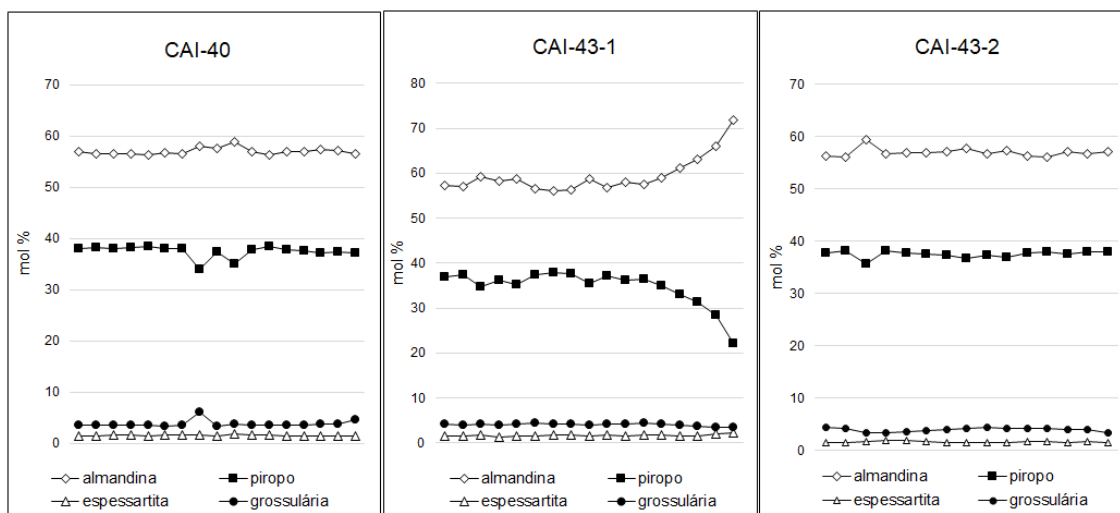


Figura 13: Perfis de zonação química ao longo de porfiroblastos de granada. Valores dos componentes almandina, piropo, espessartita e grossulária em porcentagem molar.

Tabela 2 – Análises representativas de granada.

Amostra:	CAI-40		CAI-43-1		CAI-43-2	
	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO <sub>2</sub>	39.13	38.18	38.13	36.99	38.24	38.87
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.01	0.07	0.13	0.09	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.40	22.38	22.37	21.47	22.54	22.62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.64	0.00	0.00	0.77	0.12

FeO	26.99	25.79	24.89	29.76	26.21	26.19
MnO	0.71	0.65	0.74	0.97	0.67	0.72
MgO	9.82	9.83	9.17	5.14	9.57	9.87
CaO	1.25	1.32	1.47	1.15	1.45	1.57
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Proporções da fórmula com base em 8 cátions e 12 átomos de oxigênio</i>						
Si	2.987	2.958	2.998	3.025	2.948	2.974
Ti	0.007	0.001	0.004	0.008	0.005	0.002
Al	2.016	2.044	2.074	2.070	2.049	2.041
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.037	0.000	0.000	0.045	0.007
Fe	1.723	1.672	1.637	2.035	1.690	1.676
Mn	0.046	0.043	0.049	0.067	0.044	0.047
Mg	1.118	1.135	1.075	0.627	1.100	1.125
Ca	0.102	0.110	0.123	0.101	0.119	0.128
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	7.999	8	7.961	7.932	8.000	8.000
X <sub>mg</sub> (Fe <sup>3+</sup> excluso)	0.39	0.40	0.40	0.24	0.39	0.40
X <sub>mg</sub> (Fe <sup>3+</sup> incluso)	0.39	0.40	0.40	0.24	0.39	0.40
<i>Proporção de membros finais (mol %)</i>						
almandina	57.6	56.5	56.8	71.9	57.7	56.3
piropo	37.4	38.3	37.3	22.2	36.7	37.8
espessartita	1.5	1.5	1.7	2.4	1.5	1.6
grossulária	3.4	3.7	4.3	3.6	4.0	4.3

### 6.2.2 Plagioclásio e Feldspato Potássico

O plagioclásio presente na matriz da amostra CAI-33 apresenta composição de andesina e pouca variação química (An<sub>30-32</sub>), tendo seu perfil composicional quase plano, de modo que não há relação clara entre a composição do núcleo em relação à composição das bordas do cristal.

Na amostra CAI-43, foram analisados os cristais de plagioclásio presentes na matriz em contato com ortopiroxênio ou granada. Os cristais de plagioclásio presentes na amostra CAI-43 apresentam composições mais cálcicas, variando de labradorita a bytownita ( $An_{58-80}$ ). Foram realizados perfis composicionais em diversos cristais de plagioclásio, que apresentaram diferentes comportamentos entre si. Foi observada intensa variação composicional nas amostras CAI-43-1 e CAI-43-2, na qual os cristais de plagioclásio apresentam zonação bem marcada por um aumento abrupto dos teores de anortita em direção às bordas dos cristais, com crescimento assimétrico dos teores (Figura 14). A composição varia de  $An_{58}$  à  $An_{79}$ , do núcleo às bordas. A amostra CAI-43-4 apresentou um perfil composicional relativamente plano, com uma média de  $An_{76}$ . A amostra CAI-43-6 apresenta um perfil composicional simétrico, marcado pelo aumento do teor de anortita em direção às bordas do cristal (teores variam de  $An_{72}$  no núcleo à  $An_{83}$  nas bordas). Por fim, observa-se na amostra CAI-43-8 uma diminuição assimétrica dos teores de anortita em direção à uma das bordas do plagioclásio que faz contato com um grão de granada, indo de uma composição  $An_{79}$  à  $An_{58}$ , na borda em contato com a granada.

Feldspato potássico ocorre na matriz das amostras CAI-14A2, CAI-40 e CAI-44, em todas as amostras apresentando intercrescimento perítico. Os perfis composicionais não apresentam padrão aparente, com composições variando entre 6 a 34% de albita e 65 a 93% de ortoclásio.

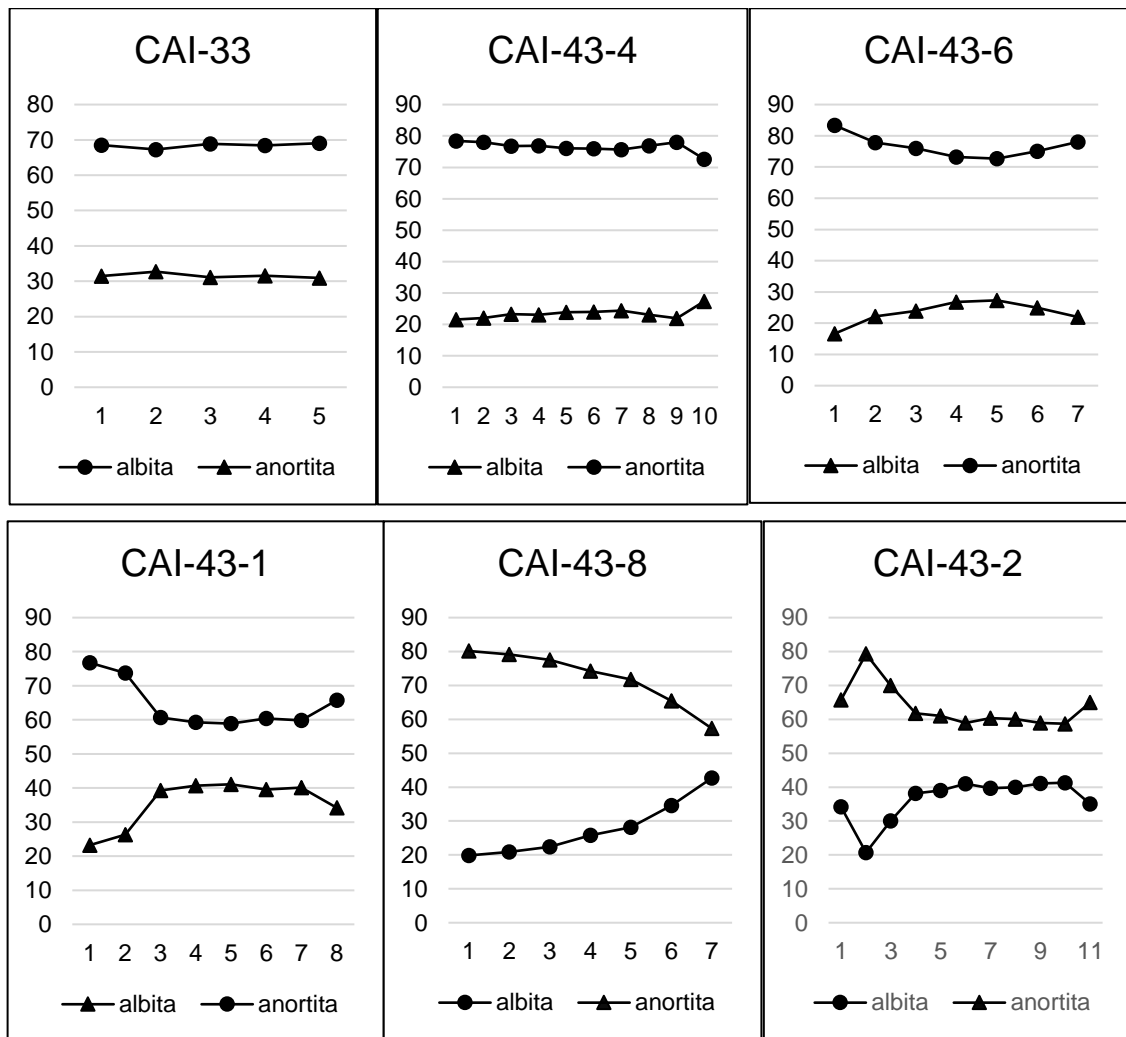


Figura 14: Perfis composicionais em plagioclásio. Valores em porcentagem molar.

### 6.2.3 Ortopyroxênio

Foram analisados ortopyroxênios da lâmina CAI-43. Os grãos analisados não apresentam zoneamento químico, com  $X_{Mg}$  entre 0,58 e 0,60 para a amostra CAI-43-1, e  $X_{Mg}$  entre 0,45 a 0,48 para as amostras CAI-43-2, CAI-43-3 e CAI-43-4.  $Al_2O_3$  varia entre 7,9% a 5,3% em peso, com perfil composicional quase plano.

### 6.2.4 Espinélio

O espinélio apresenta-se tanto em contato com cristais de granada e sillimanita ou incluso dentro dos mesmos. Na lâmina CAI-33, o espinélio é encontrado associado a granada e sillimanita ou incluso nas mesmas. Quando próximo de cristais de granada, o espinélio é

encontrado com corona de sillimanita. Além disso, localmente o espinélio apresenta-se zonado, com bordas verdes e núcleo marrom. O espinélio como inclusão em granada (encontrado nas lâminas CAI-43 e CAI-44) apresenta  $X_{Mg}$  variando entre 0,24 a 0,31, enquanto os cristais presentes na matriz (CAI-14A2, CAI-33 e CAI-44) apresentam  $X_{Mg}$  com valores entre 0,15 a 0,29. O espinélio mais rico em Mg é encontrado na CAI-33, onde o mineral ocorre como inclusões na cordierita. O conteúdo de Ti é praticamente nulo em todas as amostras.

### 6.2.5 Biotita

Foram analisados diversos cristais de biotita da lâmina CAI-43. A biotita não apresenta variações composicionais entre posições de núcleo e borda dos cristais. Os cristais possuem  $X_{Mg}$  com composição homogênea e relativamente alto (0,56 a 0,63) e os teores de  $TiO_2$  variam nos intervalos de 2,32% até 4,03% (0,12 a 0,22 a.p.f.u.).  $X_{Mg}$  e Ti apresentam uma correlação negativa entre si e pouca variação dos conteúdos (Figura 15).

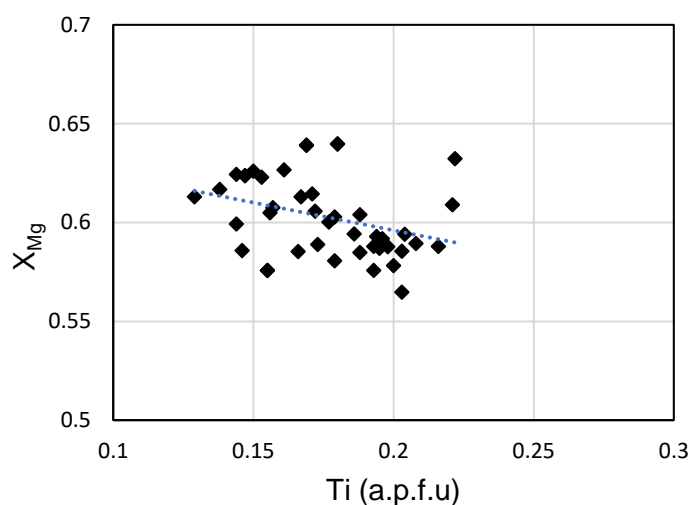


Figura 15: Gráfico de correlação das amostras de biotita presentes na lâmina CAI-43 relacionando os conteúdos de Ti contra Mg/(Mg+Fe).

### 6.2.6 Muscovita

A muscovita na lâmina CAI-62 está associada ao retrometamorfismo e apresenta teores muito pouco variados de Si, Ti, Mg,  $Fe^{2+}$  e Na. Os gráficos relacionando o conteúdo de Si com os teores de Mg e  $Fe^{2+}$  apresentam considerável correlação positiva ( $R^2$  com valores 0,65 e

0,45, respectivamente), enquanto Si e Na apresentam correlação negativa ( $R^2 = 0,62$ ). O conteúdo de Ti não apresenta correlação com a variação de Si (Figura 16).

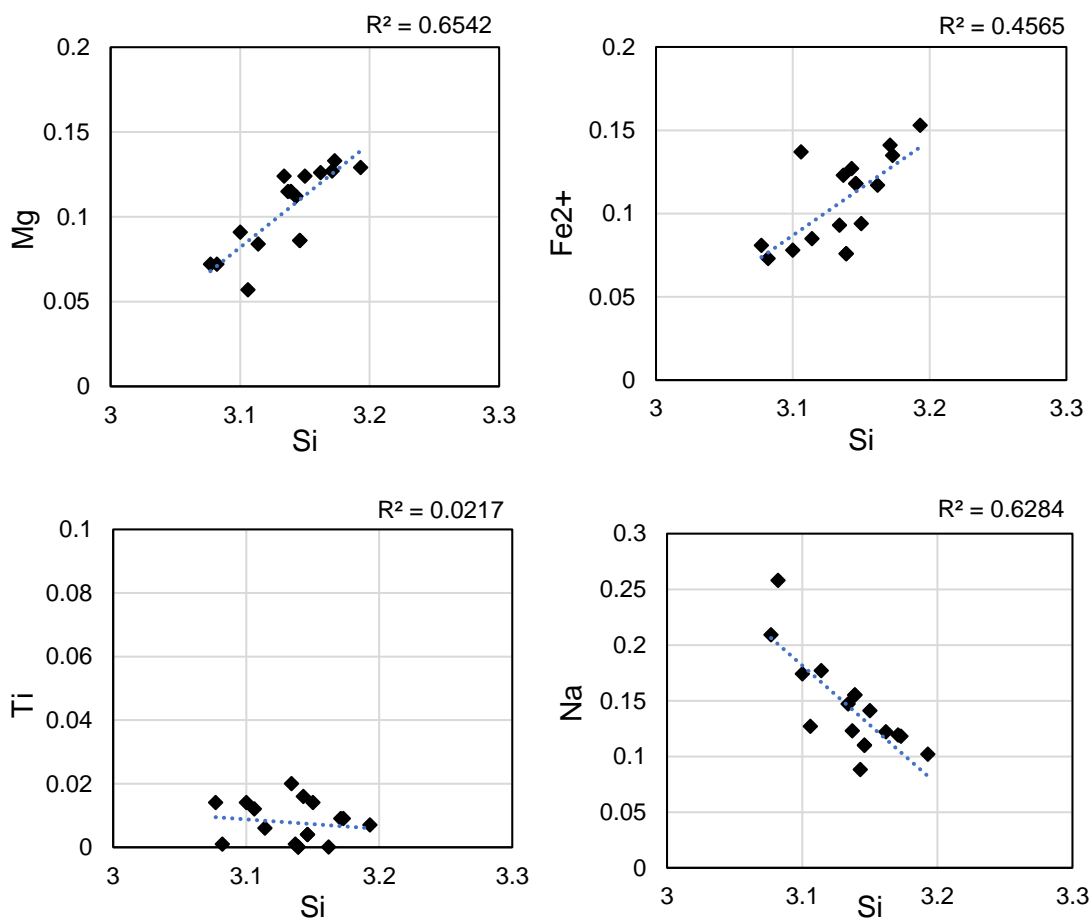


Figura 16: Gráfico de correlação das amostras presentes na lâmina CAI-62 relacionando os conteúdos de Si contra Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ti e Na.

### 6.2.7 Clorita e cloritoide

Os cristais de clorita da lâmina CAI-62 apresentam valores de Fe/(Fe+Mg) pouco variados, de 0,39 a 0,41. Apresentam conteúdo de Si variando entre 2,581 à 2,625 apfu e Al<sub>total</sub> entre 2,796 à 2,892 apfu.

Os cristais de cloritoide presentes na lâmina CAI-62 possuem mais Fe em sua composição, com valores de Fe/(Fe+Mg) entre 0,74 à 0,79. Não apresentam Fe<sup>3+</sup> em sua composição e o conteúdo de Al<sub>total</sub> em átomos por fórmula unitária varia entre 1,993 à 2,005 apfu.

### 6.3 Metamorfismo

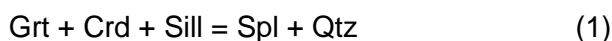
A partir das associações minerais descritas nas rochas analisadas é possível inferir que as rochas possuem protólito pelítico e que suas paragêneses minerais estão consoantes com as grades petrogenéticas do sistema KFMASH de Spear e Cheney (2000, inédito), com a do sistema FMAS para granulitos pelíticos de Harley (1989) e com o diagrama de granulitos aluminosos de alto grau de Pattinson et al. (2003).

Grande parte das rochas do Complexo Anápolis-Itauçu se encontram na fácies granulito. De modo geral, as rochas apresentam a associação mineral sillimanita + granada + quartzo + plagioclásio + mesopertita + espinélio + rutilo ± biotita ± cordierita.

Os granulitos aluminosos apresentam algumas características que auxiliam na compreensão da trajetória metamórfica da rocha, entre elas:

- Grãos de espinélio e quartzo estão em contato mútuo;
- Grãos de espinélio apresentando coronas de sillimanita e granada, separando-o do quartzo;
- Ausência de cordierita nas coronas de espinélio e em grande parte das rochas analisadas;
- Espinélio constantemente associado a um mineral opaco;
- Clorita preenchendo as fraturas de granada e substituição de sillimanita e espinélio por cloritóide, cianita e aglomerados de clorita e muscovita nas rochas retrometamórficas.

Em quase todas as lâminas descritas, quartzo apresentava recristalização dinâmica do tipo migração de borda de grão. Na lâmina CAI-105, quartzo e espinélio são encontrados em contato, o que indica que o equilíbrio foi encontrado após cruzar a reação:



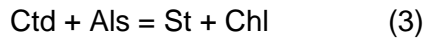
Segundo o diagrama de Pattinson et al., (2003), essa reação ocorre em condições de pressão e temperatura de 4-8 kbar e 800-1075 °C (Figura 17). Apesar de a paragênese mineral espinélio + quartzo estar comumente associada a fácies granulito em condições UHT, componentes adicionais presentes no espinélio, tal como Fe<sup>3+</sup>, Zn e Cr acabam por expandir o campo de estabilidade da paragênese mineral para temperaturas de até 750-800°C, de modo que não é possível considerar que a rocha alcançou condições UHT apenas pela coexistência de quartzo com espinélio.

A presença de simplectito de biotita e sillimanita sugere que a rocha resfriou até cruzar a reação:



formada na reação (1) de alta para baixa temperatura apenas quando o espinélio é mais magnésiano do que a granada (Moraes, 2013).

Algumas rochas analisadas, por outro lado, conservam o registro do intenso evento retrometamórfico, como é o caso da amostra CAI-62. As lâminas desse conjunto apresentam associação mineral de clorita + muscovita + cloritóide + cianita + quartzo + granada + rutilo. A presença de quartzo, cloritóide, clorita, cianita e a ausência de estauroлита indicam que o retrometamorfismo ocorreu em condições de fácies xisto verde, na zona do cloritóide (para metapelitos ricos em  $Al_2O_3$ ), resfriando até cruzar a reação:



Segundo a grade petrogenética de Spear & Cheney (2000, inédito), a reação ocorre em condições de pressão e temperatura de 4-9 kbar e 530-600 °C. Além disso, a associação cianita + quartzo indica que a rocha não chegou a ultrapassar a reação  $Prl = Ky + Qtz$  durante o resfriamento. Deste modo, infere-se que o evento retrometamórfico atingiu estabilidade em condições de pressão e temperatura entre 3-9 kbar e 400-600 °C (Figura 18).

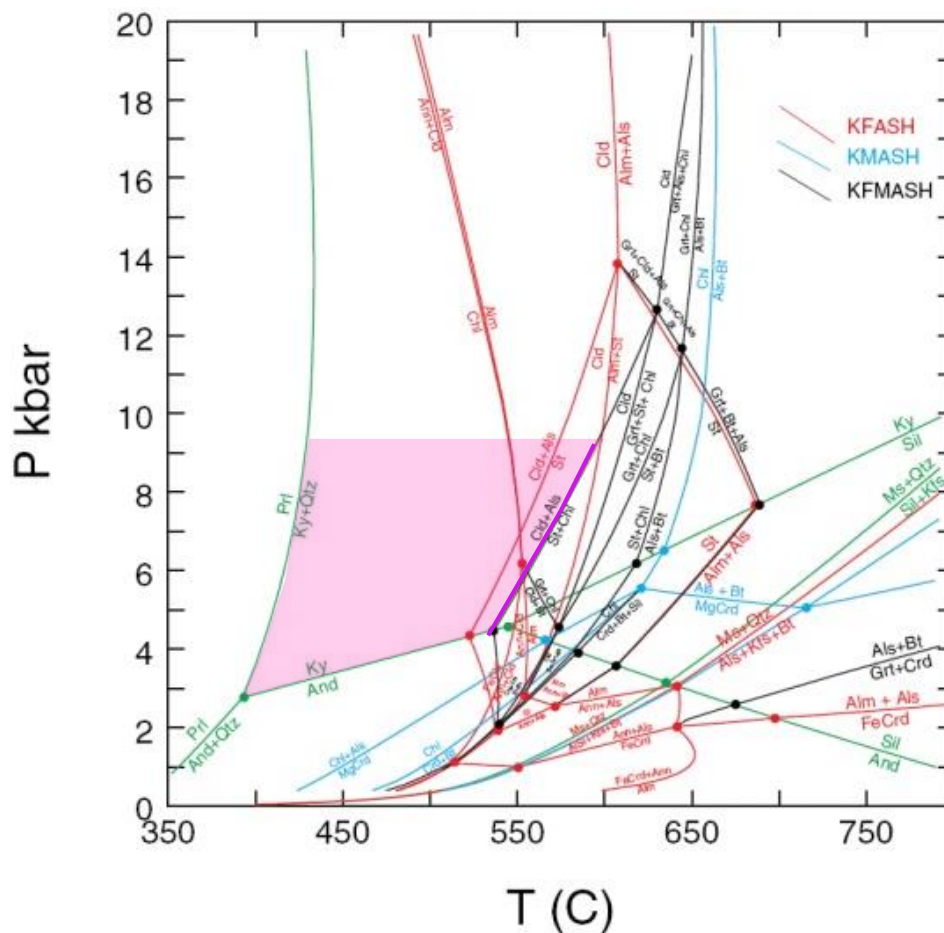


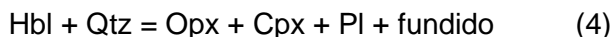
Figura 18: Grade petrogenética de Spear & Cheney (2000, inédito) para metapelitos. A linha rosa indica a reação que marca o retrometamorfismo, enquanto o campo rosa indica o campo de estabilidade do retrometamorfismo.

Além dos minerais retrometamórficos, ocorre também porfiroblastos de granada com inclusões de rutilo e porfiroblastos de rutilo preservados do metamorfismo progressivo em condições de fácies granulito. Além disso, os aglomerados de clorita e muscovita na matriz apresentam um relevo "fantasma" quando vistos com polarizadores descruzados, sugerindo pseudomorfos de algum mineral desconhecido. Esses padrões, portanto, sugerem que os granulitos foram retrometamorfisados em condições de fácies xisto verde, e que até o evento retrometamórfico ocorrer, o resfriamento foi predominantemente anidro, de modo que os fluidos apenas entraram em contato com a rocha quando a mesma cruzou a reação (3), indicando um fluido tardio.

A lâmina CAI-56 apresenta associação mineral muito semelhante com as lâminas CAI-62, diferenciando-se pela presença de estaurolita. A estaurolita nesta lâmina é anédrica e comumente apresenta bordas corroídas. Deste modo, infere-se que o evento retrometamórfico cruzou a reação (3), porém não chegou a ultrapassá-la, evidenciado pela presença de estaurolita. Deste modo, associação mineral estaurolita + cianita + clorita indica que o retrometamorfismo ocorreu em condições de fácies anfibolito inferior e suas condições de pressão e temperatura baseiam-se nas condições *P-T* da reação (3), ou seja, 4-9 kbar e 530-600 °C.

Por fim, a lâmina CAI-43 corresponde a um granulito máfico bandado, apresentando na banda máfica a associação metamórfica ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio e nas bandas félsicas e intermediárias a associação granada + biotita + plagioclásio + quartzo ± feldspato potássico ± ortopiroxênio.

Na banda máfica, a presença de cristais de quartzo em pequena quantidade e hornblenda formando coronas em grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio sugere que a reação de quebra da hornblenda (4) foi ultrapassada durante o resfriamento.



Segundo os resultados de Pattinson et al. (2003), para granulitos máficos, essa reação ocorre sob condições de pressão e temperatura de 3-10 kbar e 820-890 °C e marca a transição entre fácies anfibolito e fácies granulito.

Já para as bandas félsicas e intermediárias, a paragênese mineral granada + biotita + plagioclásio + quartzo ± feldspato potássico ± ortopiroxênio sugere que a rocha cruzou a reação (4), do diagrama de Pattinson et al. (2003) para granulitos de composição intermediária.



A reação acima ocorre sob pressão de aproximadamente 4-15 kbar e 820-920 °C (Figura 19).

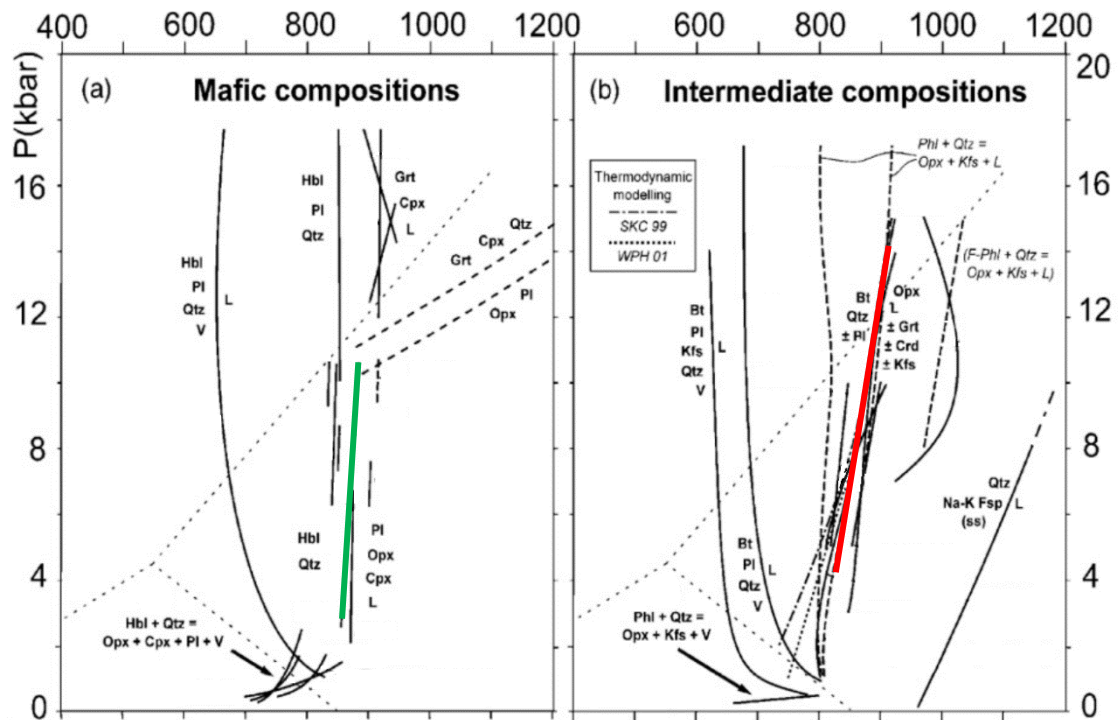


Figura 19: Grade petrogenética modificada de Pattinson et al. (2003) com as principais reações para granulitos máficos e intermediários. As linhas verde e vermelha representam as reações cruzadas pela rocha nas bandas máficas e intermediárias.

Assim, nas amostras analisadas dois principais eventos aparecem preservados: a transição de condições de fácies granulito ultra-alta para fácies granulito, como um retrometamorfismo leve e contínuo, e a destruição dos granulitos e formação de paragêneses da fácies anfibolito e xisto verde, como um retrometamorfismo intenso. Assim, levanta-se a hipótese de que o evento que originou as paragêneses de fácies anfibolito e xisto verde seja um segundo evento retrometamórfico com intrusão de água no sistema.

#### 6.4 Termobarometria

Cálculos termobarométricos foram realizados a partir de três métodos distintos para se definir as condições metamórficas das rochas analisadas: a partir do programa THERMOCALC, versão 3.26 (Powell e Holland, 1988); do programa RCLC (Pattinson et al., 2003) e do geotermômetro Zircônio-em-Rutilo (Kohn, 2020).

#### 6.4.1 Resultados obtidos por THERMOCALC

No THERMOCALC 3.26, calculou-se o valor médio de pressão e temperatura para a amostra CAI-43, pelo módulo *average PT calculations*, utilizando-se a associação granada + ortopiroxênio + biotita + plagioclásio + quartzo. A escolha do cristal de granada a ser utilizado para o cálculo das condições de pico metamórfico baseou-se na avaliação de qual amostra de núcleo de granada apresentava conteúdos de Si, em átomos por fórmula unitária, mais próximos de 3, conteúdos de Al mais próximos de 2 e a soma de Mn, Mg, Ca, Na, e Fe<sup>2+</sup> mais próximos de 3. Para ortopiroxênios, foi escolhida a amostra do núcleo com maior conteúdo de Al. Para os demais minerais o único critério utilizado foi a escolha de composições do núcleo dos grãos.

Inicialmente, calculou-se uma média da pressão e temperatura utilizando todos os membros finais dos minerais analisados, chegando a uma estimativa de 922 ± 117°C e 6,7 ± 1,7 kbar. Em seguida, de modo a minimizar a margem de erro, retirou-se o membro final eastonita, que apresentava o valor mais alto de desvio padrão, chegando a um valor ajustado de 926 ± 93°C e 7,0 ± 1,4 kbar.

#### 6.4.2 Resultados obtidos por RCLC

O cálculo com o programa RCLC foi realizado também para a amostra CAI-43, utilizando-se dados de composição mineral e abundância modal da associação granada + ortopiroxênio + biotita + plagioclásio. Os critérios de seleção de amostras foram os mesmos do THERMOCALC. O programa RCLC calcula as condições de pressão e temperatura com base na solubilidade de Al em ortopiroxênio em equilíbrio com granada. O cálculo é dividido em quatro modelos distintos, a depender da proporção de Al no sítio octaédrico do ortopiroxênio (XALM) (Pattison et al., 2003). Os modelos de Al-em-Opx calculados são:

Modelo 1.  $XALM = Al - (2 - Si)$ ;

Modelo 2.  $XALM = Al / 2$ ;

Modelo 3.  $XALM = (Al) / (Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca + (Al / 2))$ ;

Modelo 4.  $XALM = (Al - Fe^{3+} - Cr - (2 * Ti)) / 2$ .

A partir desses modelos, estimou-se as condições de pressão e temperatura apresentadas na tabela abaixo.

Tabela 3 – Resultados termobarométricos para a amostra CAI-43 por método Al-em-Opx.

	T (°C)	P (kbar)
Modelo 1	923 ± 121	6,7 ± 0,8
Modelo 2	958 ± 159	6,9 ± 1,0
Modelo 3	960 ± 161	6,9 ± 1,1
Modelo 4	923 ± 121	6,7 ± 0,8

Foram feitos os mesmos cálculos sem biotita e não há mudanças significativas nos resultados, mostrando que o mineral não influencia nos resultados.

#### 6.4.3 Resultados obtidos por geotermômetro Zircônio-em-Rutilo

O cálculo de temperatura por geotermômetro zircônio-em-rutilo foi realizado a partir do geotermômetro zircônio-em-rutilo calibrado por Kohn (2020). A partir das análises de grãos de rutilo realizadas por microsonda, calculou-se a temperatura de diversos grãos das lâminas CAI-14A1, CAI-14A2, CAI-40, CA-56 e CAI-62 para condições de pressão de 5, 7 e 10 kbar (Tabela 4).

Tabela 4: Resultados de temperatura (em °C) das amostras do Complexo Anápolis-Itauçu, obtida por geotermômetro zircônio-em-rutilo para condições de pressão de 5, 7 e 10 kbar.

<b>Lâmina CAI-14A1</b>									
Amostra:	1N1-14A1	1N2-14A1	1N3-14A1	1N4-14A1	2N1-14A1	3N1-14A1	4N1-14A1	4N2-14A1	5N2-14A1
T (°C) se P = 5 kbar	922.2	827.3	814.0	925.6	729.8	736.2	919.0	916.2	943.5
T (°C) se P = 7 kbar	934.6	838.7	825.3	938.1	740.2	746.6	931.4	928.6	956.2
T (°C) se P = 10 kbar	953.3	855.8	842.2	956.8	755.8	762.3	950.0	947.1	975.2

<b>Lâmina CAI-14A2</b>										
Amostra:	1N1-14A2	2N1-14A2	3N1-14A2	3N2-14A2	4N1-14A2	4N2-14A2	4N3-14A2	5N1-14A2	5N2-14A2	6N1-14A2
T (°C) se P = 5 kbar	673.0	580.1	879.2	887.7	957.4	966.9	955.5	907.2	908.7	824.9
T (°C) se P = 7 kbar	682.8	588.9	891.2	899.8	970.2	980.2	968.7	919.7	921.2	836.3
T (°C) se P = 10 kbar	697.4	602.1	909.2	917.9	989.4	999.6	987.9	938.1	939.6	853.4

<b>Lâmina CAI-40</b>				
Amostra:	7N-40A	3N1-40A	5N1-40A	1N1-40A
T (°C) se P = 5 kbar	812.7	634.6	597.3	645.4
T (°C) se P = 7 kbar	824.0	643.9	606.3	654.9
T (°C) se P = 10 kbar	840.9	658.0	619.8	669.1

<b>Lâmina CAI-56</b>								
Amostra:	1N1-56	1N2-56	1N3-56	2N1-56	2N2-56	3N1-56	3B1-56	4N1-56
T (°C) se P = 5 kbar	594.1	572.3	620.1	641.2	620.1	603.5	629.9	620.1
T (°C) se P = 7 kbar	603.0	581.0	629.3	650.6	629.3	612.5	639.3	629.3
T (°C) se P = 10 kbar	616.5	594.1	643.1	664.8	643.1	626.1	653.3	643.1

<b>Lâmina CAI-62</b>										
Amostra:	1N2-62	1N3-62	1N4-62	1N4-2-62	1N4-3-62	2N5-62	2N5-2-62	2N5-2-62	3N1-62	4N1-62
T (°C) se P = 5 kbar	473.2	504.1	771.9	779.1	769.5	857.1	822.6	822.6	442.3	737.2
T (°C) se P = 7 kbar	480.9	512.1	782.7	790.0	780.2	868.8	833.9	833.9	449.7	747.7
T (°C) se P = 10 kbar	492.5	524.2	799.0	806.3	796.4	886.4	851.0	851.0	460.7	763.3

<b>Lâmina CAI-67</b>						
Amostra:	1N1-67	1N2-67	2N1-67	3N1-67	4N1-67	4N2-67
T (°C) se P = 5 kbar	976.3	972.8	576.3	705.0	629.9	645.4
T (°C) se P = 7 kbar	989.3	985.8	585.1	715.1	639.3	654.9
T (°C) se P = 10 kbar	1008.9	1005.3	598.2	730.3	653.3	669.1

## 6.5 Pseudosseção

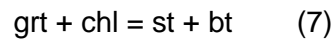
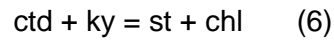
Para um melhor entendimento das condições de retrometamorfismo na qual as rochas foram submetidas, foi construída uma pseudosseção para a amostra CAI-62 no intervalo de 4 a 15 kbar e 450 a 650 °C (Figura 20), adotando-se o sistema químico KFMASH (K<sub>2</sub>O - FeO - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O). A janela de pressão e temperatura escolhida baseou-se nas reações metamórficas e campos de estabilidade da grade petrogenética do sistema KFMASH que apresentam as associações minerais observadas na amostra CAI-62.

Calculou-se então a composição da rocha levando em consideração apenas os componentes necessários para o sistema químico escolhido, sendo quartzo e H<sub>2</sub>O considerados em excesso (Tabela 5).

Tabela 5: Composição da rocha em proporção molar considerando os componentes presentes no sistema KFMASH.

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	K <sub>2</sub> O
74,6	10,62	6,96	4,66	1,04

A pseudosseção definida apresenta duas curvas univariantes, definidas pelas seguintes reações:



As reações são representadas pelas linhas de maior espessura da pseudosseção. A pseudosseção pode ser dividida em dois domínios: um de baixa temperatura (450 a 575 °C), com quartzo, muscovita e H<sub>2</sub>O em excesso; outro de alta temperatura (575 a 600 °C), onde toda a muscovita é consumida.

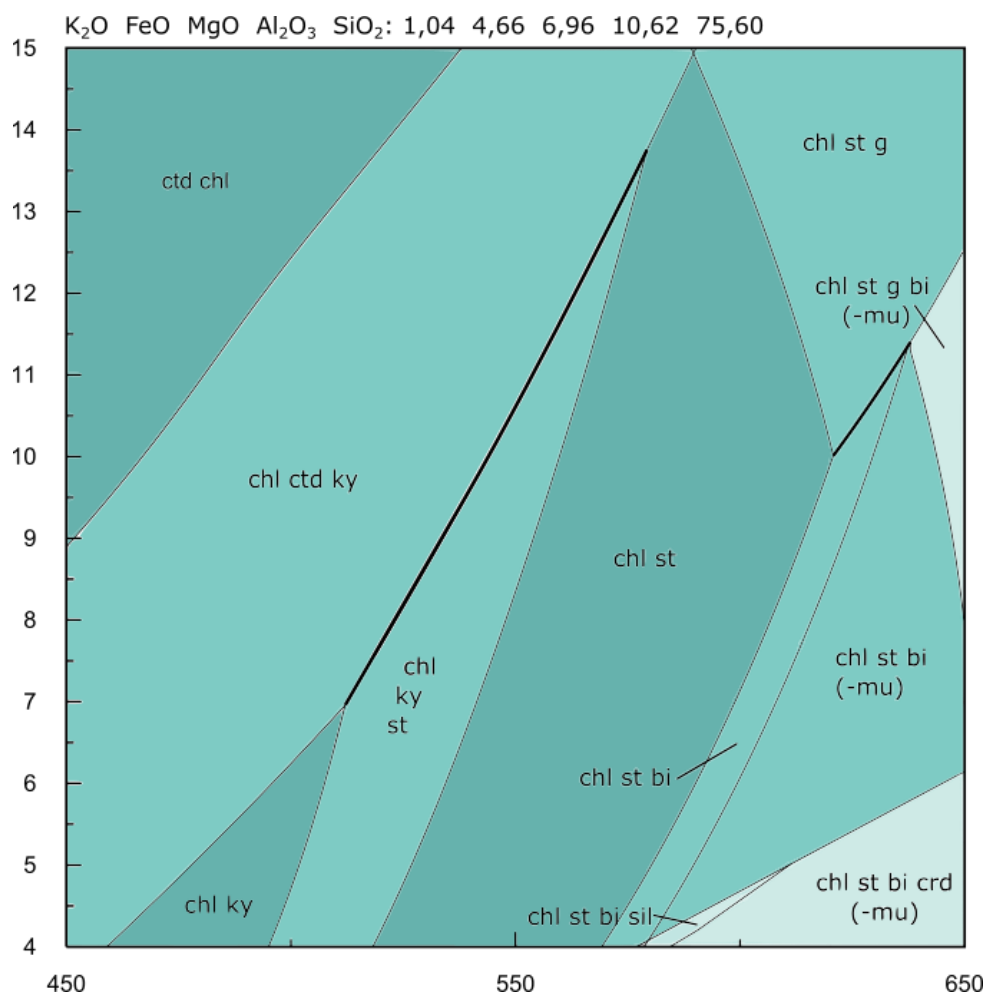


Figura 20: Pseudosseção *P-T* para a amostra CAI-62 do Complexo Anápolis-Itaçu no sistema químico KFMASH, com quartzo, muscovita e H<sub>2</sub>O em excesso. As linhas mais espessas representam as reações (6) e (7).

Como pode ser observado na pseudosseção, a estaurolita surge na rocha a partir de 7 kbar e 510 °C, enquanto a granada só irá aparecer em condições de pressão acima de 10 kbar e temperaturas superiores à 620 °C.

A paragênese mineral da amostra CAI-62 compreende cloritóide + clorita + muscovita + cianita + quartzo + H<sub>2</sub>O, de modo que a mesma se encontra no campo de estabilidade chl + ctd + ky da pseudosseção. Levando em conta o cálculo de pressão definido no presente relatório de 6,7 a 7 kbar, é possível definir uma janela estreita de temperatura para a rocha, de 450 à 500 °C. Considerando estudos prévios na região (e.g. Moraes et al., 2002) que calcularam condições de pressão para as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu de até 10 kbar, é possível estimar uma janela *P-T* para a amostra CAI-62, de 6 a 10 kbar e 450 à 540 °C.

Com a pseudosseção é possível também aumentar o nível de detalhamento para as condições de estabilidade da amostra CAI-56. A paragênese mineral desta rocha, com estaurolita + cianita + cloritóide + clorita + quartzo + H<sub>2</sub>O, se encontra no campo de estabilidade chl + ky + st, que define uma janela *P-T* de 490 a 570 °C e 4 a 13,5 kbar. Considerando um intervalo de pressão de 6 a 10 kbar, a janela de temperatura é ainda menor, de 510 a 560 °C.

## **7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS**

A partir dos diferentes métodos de obtenção das condições de pressão e temperatura foi elaborada a Tabela 5, compilando os resultados de todas as análises para comparação. Para os resultados de temperatura dos grãos de rutilo, selecionou-se a menor e maior temperatura para as pressões de 5, 7 e 10 kbar.

Tabela 6: Resultados obtidos por diferentes métodos termobarométricos compilados.

Amostra	Petrografia		Zircão-em-Rutilo		THERMOCALC		RCLC		Pseudosseção	
	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
CAI-14A1	800 - 1075	4 - 8	736,2 - 943,5	5						
			740,2 - 956,2	7						
			755,8 - 975,2	10						
CAI-14A2	800 - 1075	4 - 8	580,1 - 966,9	5						
			588,9 - 970,2	7						
			602,1 - 999,6	10						
CAI-40	800 - 1075	4 - 8	597,3 - 812,7	5						
			606,3 - 824,0	7						
			619,8 - 840,9	10						
CAI-43	820 - 890	3 - 10		5	922 ± 117	6,7 ± 1,7	923 ± 121	6,7 ± 0,8		
				7						
	820 - 920	4 - 15		10	926 ± 93	7,0 ± 1,4				
CAI-56	530 - 600	4 - 9	572,3 - 620,1	5					510 - 560	6 - 10
			581,0 - 650,6	7						
			594,1 - 664,8	10						
CAI-62	400 - 600	3 - 9	442,3 - 857,1	5					450 - 540	6 - 10
			480,9 - 868,8	7						
			492,5 - 886,4	10						
CAI-67	800 - 1075	4 - 8	576,3 - 976,3	5						
			585,1 - 989,3	7						
			598,2 - 1008,9	10						
CAI-105	800 - 1075	4 - 8								

Notam-se semelhanças como também divergências ao se comparar os resultados obtidos pela interpretação do metamorfismo pela análise petrográfica com os resultados de geotermobarometria, que serão discutidos a seguir.

## 7.1 Granulitos UHT e Retrometamorfismo

Para a amostra CAI-14A1, os resultados de temperatura por geotermômetro zircônio-em-rutilo são condizentes com as condições *P-T* do campo de estabilidade inferidas com base na grade petrogenética de granulitos de Pattinson et al. (2003), com uma divergência de aproximadamente 64 °C para o limite de temperatura mais baixa fornecida pela grade. As temperaturas mais altas encontradas ultrapassam os 850-900 °C, que o coloca em condições de fácies granulito de temperatura ultra-alta (UHT). O resultado de temperatura é coerente com a paragênese de granulitos UHT quartzo + espinélio encontrada na análise petrográfica.

As amostras CAI-14A2 e CAI-67 também dão resultados de temperatura acima de 850-900 °C, condizentes com a condição UHT. No entanto, as temperaturas mínimas encontradas para essas amostras estão na faixa de 570-600 °C, bastante divergente da condição de temperatura mínima do campo de estabilidade estimado com base na grade petrogenética de Pattinson et al. (2003), de 800 °C. Esta divergência pode estar relacionada ao

retrometamorfismo. Durante o resfriamento, o Zr de alta temperatura acaba sendo expulso do rutilo, formando cristais de zircão. Assim, apenas o Zr de menor temperatura é preservado dentro do cristal de rutilo. A presença de cristais de zircão em contato com rutilo em alguns locais destas lâminas durante a análise petrográfica reforça essa hipótese.

Este padrão também pode ser observado na amostra CAI-40. O resultado de temperatura mais alto calculado pelo geotermômetro de zircônio-em-rutilo é de 840 °C e predominam-se as temperaturas mais baixas, chegando a até 597 °C. O resultado de maior temperatura obtido para esta rocha não condiz com as condições UHT, no entanto, a paragênese espinélio + quartzo encontrada na análise petrográfica diverge deste resultado. Deste modo, sugere-se que o evento retrometamórfico foi ligeiramente mais intenso, de forma que não ficou preservada as temperaturas de pico metamórfico originais.

Para a amostra CAI-56, os resultados de temperatura por geotermômetro zircônio-em-rutilo são condizentes com as condições *P-T* inferidas com base na reação (3) da grade petrogenética do sistema KFMASH de Spear e Cheney (2000, inédito), discutida no item 6.3. O resultado apresenta uma divergência de em média 50 °C para o limite de temperatura mais alta fornecida pela grade. O resultado por pseudosseção também é condizente com as condições *P-T* definidas pela petrografia, gerando uma janela de resultados mais precisa.

Em relação à amostra CAI-62, apesar de ser identificado na análise petrográfica que a rocha foi totalmente retrometamorfizada em fácies xisto verde, com paragênese mineral de cloritóide + clorita + cianita + muscovita, os resultados de temperatura por zircônio-em-rutilo revelaram temperaturas superiores à 850 °C, evidenciando condições UHT. Estes resultados divergem daqueles definidos na petrografia. Isto se dá ao fato de que a associação mineral encontrada na rocha e o cálculo da pseudosseção permitiu a identificação do campo de estabilidade do evento retrometamórfico, enquanto as análises de temperatura por termobarometria de rutilo registraram as condições de temperatura do pico metamórfico em condições UHT que permaneceram preservadas. É interessante notar que a composição dos porfiroblastos de granada que ocorrem na rocha é muito rica em piropo, o que é incompatível com as condições da fácies anfíbolito-xisto verde, mas é compatível com condições UHT, indicando que é uma rocha muito interessante, pois guarda minerais de dois momentos muito diferentes do metamorfismo, UHT e do retrometamorfismo anfíbolito-xisto verde.

A preservação de temperaturas tão altas em uma rocha cuja matriz foi completamente retrometamorfizada sugere que o evento regressivo que destruiu o granulito não foi contínuo. A preservação dos cristais de granada e rutilo identificados na petrografia e a preservação de temperaturas ultra altas nos grãos de rutilo desta rocha sugerem que o evento de retrometamorfismo contínuo ocorreu sem inclusão de fluidos na rocha e então, posteriormente, um segundo evento retrometamórfico ocorreu em fácies anfíbolito, com

entrada intensa de fluidos, reidratando a rocha e destruindo as associações de minerais diagnósticas de granulitos. As condições de alta temperatura foram preservadas pois, como a temperatura era baixa demais para formar zircão durante este segundo evento retrometamórfico, o Zr não foi expulso do rutilo, preservando as condições de temperatura de sua formação.

## **7.2 Considerações sobre condições de pressão de granulitos UHT**

Para a amostra CAI-43, foram realizados cálculos termobarométricos a partir do programa THERMOCALC e RCLC, além da análise petrográfica. Na petrografia, a partir da paragênese mineral encontrada definiu-se que a rocha se encontra em fácies granulito. Em relação à temperatura, os resultados por termobarometria foram bastante condizentes com o esperado pela interpretação do metamorfismo com base na grade petrogenética de Pattinson et al. (2003), com uma temperatura de aproximadamente 920 °C e uma divergência de temperatura de menos de 10 °C. Apesar de não apresentar paragênese mineral diagnóstica de granulito UHT, a temperatura encontrada por termobarometria indica que estas condições foram alcançadas. Em relação à pressão, apesar das reações inferidas para esta rocha com base na grade petrogenética de Pattinson et al. (2003) estimarem uma condição de pressão entre 3 a 15 kbar, era esperado que as condições de pressão resultassem em valores altos, condizentes com a progressão do metamorfismo em fácies granulito. No entanto, as análises de pressão e temperatura por THERMOCALC e por RCLC resultaram em valores de aproximadamente 6,7 kbar, com uma margem de erro mínima de 0,8 e máxima de 1,7 kbar.

Historicamente, os métodos comumente utilizados para interpretar as condições metamórficas de rochas com associação mineral UHT incluem o uso de reações univariantes e equilíbrios divariantes nos sistemas FMAS ou KFMASH (Baldwin et al., 2005). No entanto, as posições dos pontos invariantes no FMAS apresentam divergências consideráveis entre as grades petrogenéticas derivadas e calculadas experimentalmente. Para Harley (1989), por exemplo, os pontos invariantes encontram-se em condições entre 9-11 kbar. Por outro lado, estudos de Kelsey et al. (2004) colocam os pontos invariantes em aproximadamente 6,5 kbar (Figura 20). Segundo Kelsey et al. (2004), a presença de água nas cargas experimentais faz com que os experimentos se relacionem com os equilíbrios FMASH, ao invés de FMAS, e desloca os pontos invariantes do FMAS para uma posição de maior pressão. Desta forma, a presença de água acaba deslocando o ponto invariante de espinélio-ausente do FMAS em direção a um valor mais alto de pressão ao longo da reação FMASH de cordierita-ausente (Kelsey et al., 2004).

No caso, considerando que as rochas estudadas na presente monografia não são completamente anidras, a pressão encontrada de 6,7 kbar para a amostra CAI-43 tanto pelo programa THERMOCALC quanto para o RCLC está em conformidade com os diagramas  $P$ - $T$  presentes na literatura. Todavia, uma hipótese também sugerida é que as condições UHT alcançadas por estas rochas em condições de pressão intermediária foram favorecidas por outros tipos de perturbações térmicas, como sugerido no tópico a seguir.

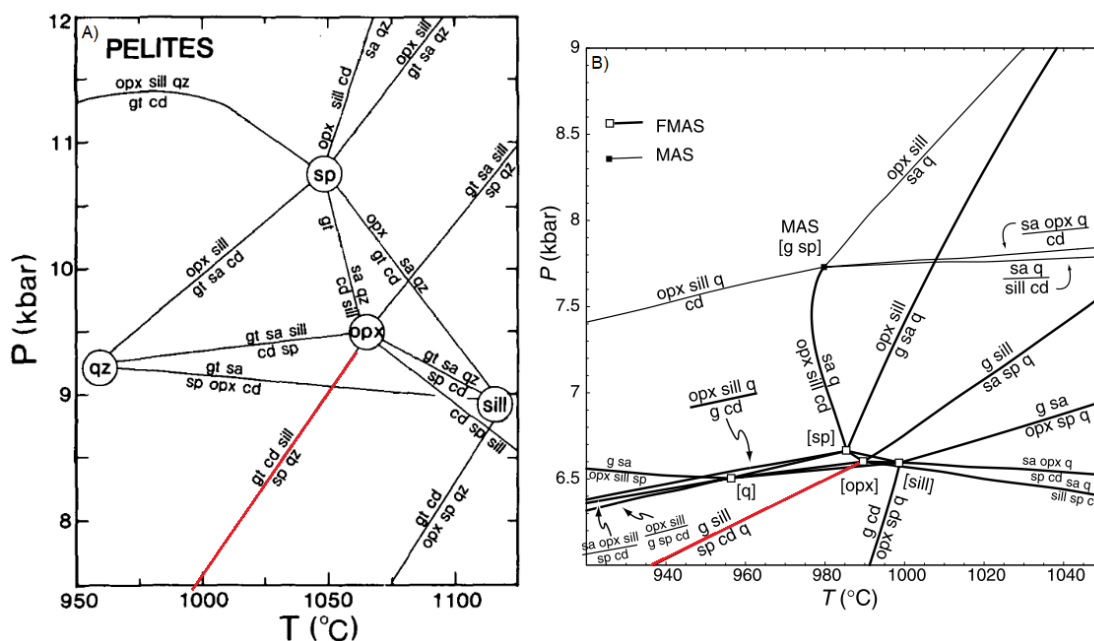


Figura 21: A) Diagrama  $P$ - $T$  para granulitos metapelíticos de Harley (1989) no sistema FMAS. B) Diagrama  $P$ - $T$  de Kelsey (2004) mostrando a localização dos equilíbrios FMAS em relação aos equilíbrios MAS. Notar diferença do valor de pressão para a posição dos pontos de fase ausente. Em vermelho, a reação cruzada pela maioria dos granulitos analisados no presente estudo de acordo com cada grade petrogenética.

### 7.3 Granulitos UHT e Configuração Tectônica

A presença de granulitos de condições UHT em diversas amostras analisadas e distribuídas em diferentes regiões do Complexo Anápolis-Itaçu desperta a questionamento sobre qual foi a perturbação termal que gerou o metamorfismo de tão alta temperatura na observado na região.

Para se formar rochas em temperatura ultra-alta é necessário um gradiente geotérmico intenso, sendo o ambiente de colisão continental um dos mais favoráveis para a formação. No entanto, a extrema perturbação termal que é necessário para gerar metamorfismo UHT possivelmente exige uma fonte adicional de calor da astenosfera. Uma das hipóteses sugeridas por muitos pesquisadores é a da fonte de calor proveniente de intrusões basálticas na base da crosta continental (*magmatic underplating*). No entanto, nessas condições a quantidade de magma necessário para gerar anomalias térmicas suficientes para levar a

rocha a condições de fácies granulito deve ser similar à da crosta a ser metamorfisada (Moraes et al., 2002).

Conforme visto na bibliografia, o Complexo Anápolis-Itaçu é formado por granulitos orto e paraderivados e intrusões graníticas, sendo os granulitos ortoderivados constituídos por, entre outras litologias, rochas máficas como granulitos dioríticos e gabróicos e complexos máficos-ultramáficos, como peridotitos, piroxenitos e gabros, sendo que algumas destas intrusões não foram afetadas pelo auge do metamorfismo granulítico, ocorrendo tardiamente em relação a este (Pimentel et al., 2016). Sabe-se também que os ortogranulitos máficos e félsicos, os paragranulitos e os granitos intrusivos apresentam todos idades SHRIMP U-Pb de 760 e 630 M.a. e evolução metamórfica entre 650 a 640 M.a., o que indica que tanto o metamorfismo UHT quanto a colocação de magmas máficos e a anatexia dos paragranulitos foram concomitantes (Pimentel et al., 2016).

Deste modo, considerando as litologias que fazem contato com as rochas granulíticas e os resultados de pressão por geotermobarometria entre 6,7 kbar, os granulitos UHT analisados no presente estudo podem ter sido formados por metamorfismo de contato, sendo o magmatismo máfico possivelmente a fonte de calor responsável pela geração destes granulitos.

## 8. CONCLUSÕES

As rochas do Complexo Anápolis-Itaçu compreendem uma grande variedade de granulitos, muitos deles alcançando condições de temperatura ultra-alta. Nas amostras analisadas no presente trabalho, grande parte dos granulitos apresenta a paragênese espinélio + quartzo, com texturas simplectíticas e coronas de sillimanita ao redor dos cristais de espinélio. A presença deste par mineral junto com esses padrões texturais indicam que essas rochas atingiram o pico metamórfico em temperaturas ultra-altas, com assembleia mineral característica de granulito UHT. Ainda, algumas das rochas estudadas apresentam-se intensamente retrometamorfizadas, apresentando assembleia mineral características de fácies xisto verde-anfibolito.

Essas rochas são interessantes pois contam a história de dois eventos regressivos após o pico metamórfico em fácies granulito UHT: o primeiro retrometamorfismo sob condições de granulito "comum", e um segundo evento de retrometamorfismo sob condições de fácies xisto verde-anfibolito. A presença de cristais de granada e rutilo que preservaram a temperatura de pico metamórfico mesmo nas rochas cujo retrometamorfismo consumiu todo o granulito é uma indicação que esse segundo evento metamórfico ocorreu após um *hiato* temporal entre o

evento metamórfico principal. Em condições de regressão contínua, a granada e o rutilo teriam sido consumidos de modo a atravessar as reações presentes no sistema KFMASH no sentido de menor temperatura. Porém, o que é observado é que a granada de alta composição de almandina e piropo (característica de granada de alta  $P-T$ ) se mantém preservada até chegar nas condições de fácies anfíbolito e posteriormente xisto verde, onde possivelmente um outro evento retrometamórfico com grande aporte de fluidos ocorre e transforma parte das paragêneses minerais granulíticas. A utilização de geotermômetros e geobarômetros mostrou-se bastante eficaz para definir com maior precisão a janela  $P-T$  de pico metamórfico que essas rochas atravessaram, enquanto o cálculo da pseudosseção permitiu um maior detalhamento da janela  $P-T$  que ocorreu esse segundo evento retrometamórfico. O geotermômetro Zr-em-rutilo utilizado neste estudo mostrou-se muito eficiente, pois a partir dele foi possível registrar temperaturas ultra-altas ( $T > 900^{\circ}\text{C}$ ) mesmo nas rochas com paragênese mineral de fácies xisto verde, com cloritóide + clorita + cianita.

Ressalta-se que o retrometamorfismo pospositivo que a rocha sofreu apresenta grande complexidade, visto que o fato de a rocha alcançar uma temperatura ultra-alta de pico metamórfico, com geração e perda de fundido, seguida de um evento retrometamórfico e posteriormente outro retrometamorfismo com alta intrusão de água fez com que a composição desta rocha não seja mais tão característica de um metapelito "comum". Deste modo, o estudo mais aprofundado desse retrometamorfismo mostrou-se muito proveitoso.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baldwin, J.A., Powell, R., Brown, M., Moraes, R., Fuck, R.A., 2005, Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis–Itaçu Complex, central Brazil: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, n. 7, p. 511–531.
- CPRM, 1998, Carta Geológica FOLHA SE.22-X-B GOIÂNIA, Escala 1:250.000.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013, An introduction to the Rock-Forming Minerals - 3rd Edition: *The Mineralogical Society.*, 498 p.
- Della Giustina, M.E.S., Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Hollanda, M.H.B.M, 2011, Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex: Central Brazil. *Lithos*, v. 124, n. 1–2, p.82–102. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.004>>.
- Ewing, T. A.; Hermann, J.; Rubatto, D., 2013, The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, n. 4, p. 757–779.
- Ferreira Filho, C.F., Moraes, R., Fawcett, J.J., Naldrett, A.J., 1998, Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: Regional Tectonic Implication: *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 35-50.
- Fischel, D. P., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., 1998, Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis–Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm–Nd: *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 543–544.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Silva, L.J.H.D., 1994, Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, 15-216, Balneário Camboriú: SBG 1.
- Harley, S. L., 1989, The origins of granulites: a metamorphic perspective: *Geological Magazine*, 126(3), 215-247.
- Harley, S.L., 1998a, On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism, in: Treloar, P.J., O'Brien, P.J. (eds.) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?*, *Geological Society*, London, Special Publication 138, 81-107.
- Jost, H., Chemale Jr, F., Fuck, R.A., Dussin, I.A, 2013, Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of Central Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 201–212. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.002>>.

- Kelsey, D.E., 2008, On ultrahigh-temperature crustal metamorphism: *Gondwana Research*, 13, 1-29.
- Kelsey, D. E., White, R. W., Holland, T. J. B., Powell, R., 2004, Calculated phase equilibria in K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages: *Journal of Metamorphic Geology*, 22(6), 559-578.
- Kohn, M. J., 2020, A refined zirconium-in-rutile thermometer: *American Mineralogist*, v. 105, p. 963–971.
- Maia, S.K.W., 2016, Magmatismo e evolução metamórfica do Complexo Anápolis-Itaçu na região de Damolândia, Goiás. [Dissertação de Mestrado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Moraes, R. D., 2013, Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA e do Complexo Anápolis-Itaçu, GO. [Tese de Livre Docência]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Moraes, R., Brown, M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M., 2002, Characterization and P–T evolution of melt-bearing ultrahigh- temperature granulites: an example from the Anápolis– Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil, *Journal of Petrology*, v. 43, n. 9, p. 1673–1705.
- Moraes, R., Fuck, R.A., Brown, M., Piccoli, P., Baldwin, J., Dantas, E.L., Laux, J.H., Junges, S.L., 2007, Wollastonite–scapolite–clinopyroxene marble of the Anápolis-Itaçu Complex, Goiás: more evidence of ultrahigh-temperature metamorphism: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, p. 11–17.
- Moraes, R., Trindade, D.A.M., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 2010, Aplicação do termômetro Zr em rutilo na recuperação de temperaturas elevadas em granulitos intensamente retrometamorfizados, *in* Desenvolvimento e mudanças globais, p. 790, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Pape, J.; Mezger, K.; Robyr, M., 2016, A systematic evaluation of the Zr-in-rutile thermometer in ultra-high temperature (UHT) rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.171, n.5.
- Pattison, D.R.M, Chacko, T., Farquhar, J. & McFarlane, C.R.M., 2003, Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange, *Journal of Petrology*, v. 44, p. 867-900.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., Pedrosa-Soares, A.C., 2014, New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in

- southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy, *Gondwana Research*, v. 28, n. 2, p. 02–720. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>>.
- Pimentel, M.M., 2016, The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p.67–82.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Piuzana, D., 1999, Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 271–276.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., 2004, O embasamento da faixa Brasília e o arco magmático de Goiás, in Mantesso-Neto, Virgínio (Org.), *Geologia do continente sul americano*: São Paulo, Beca, p. 356-369.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R., 2003, SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil: *Precambrian Research*, p. 139-160
- Sordi, D.A., 2007, Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central. [Dissertação de Mestrado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências (disponível em <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/364>).
- Thomé Filho, J.J., Moraes, J.M., Paula, T.L.F.D., 2010, Geoparque Pireneus, GO: *Projeto Geoparques*, CPRM.
- Tomkins, H.S.; Powell, R.; Ellis, D.J., 2007, The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, n. 6, p. 703–713.
- Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., Dardenne, M.A., 2012, Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional: *Geonomos*, v. 20, n. 2, p. 1–14.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, n. 4, p. 413–433.
- White, R.W., Powell, R., 2002, Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 621-632.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004, Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 148, n. 4, p. 471–488