

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DOS GRANULITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS – ITAÚÇU
NA REGIÃO ENTRE INHUMAS E PETROLINA DE GOIÁS, GO

Denise Abdo Marcondes Trindade

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2010/13)

SÃO PAULO
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DOS GRANULITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS – ITAÚÇU
NA REGIÃO ENTRE INHUMAS E PETROLINA DE GOIÁS, GO

Denise Abdo Marcondes Trindade

Denise Trindade



Renato de Moraes

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2010/13)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028390

SÃO PAULO
2010

TF
T833
DAM-8

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGÊNESE DOS GRANULITOS DO COMPLEXO ANÁPOIS - ITAÚCU
NA REGIÃO ENTRE INHUMA E PETROLINA DE GOIÁS, GO

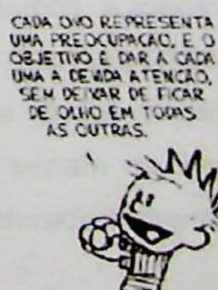


Denise Ardo Marques Tindade

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF 2010/13)

SÃO PAULO
2010



Agradecimentos

Na difícil tarefa em saber o que ser na vida e após tanta persistência nesta descoberta, me encontrei na Geologia, graças à seis rapazes, Renato (Lesma), Samar, Bruno (Melado), Giovanne (Basei), Bruno (Chuck Nóia) e Marcelo (Chico Beijo) integrantes do Geosamba, os principais responsáveis pelo primeiro contato com este mundo novo para mim e pela mudança brusca em minha vida. Em meio a muita festa e cachaça, minhas amizades geológicas foram aumentando na mesma intensidade que minha curiosidade geológica, e aí foi primordial a convivência com a República Pá-na-Pia, principalmente os integrantes Jonas e Rafael (Cofrinho) que em inúmeras discussões geológicas nunca me excluíram do assunto e pelo contrário, tentavam me explicar coisas tão complexas em linguagem simples. A coragem para a mudança de curso veio com o apoio das minhas companheiras da República Piriquitas Empuleiradas, Ana Cláudia (Meduzah), Giselle (Bussa), Natasha e Camilla.

Mais uma tentativa se iniciou e para o sucesso desta, minha mãe, Claudete, paciente como sempre foi, me deu todo apoio e equilíbrio que eu necessitava, substituindo muito bem as pessoas que mais me apoiaram nesta vida, meu pai, Nívio, e minha avó, Noêmia que mesmo não estando aqui para participar da minha maior alegria, tenho certeza de que onde estiverem estão felizes pela minha conquista. Meus tios, principalmente Valquíria e Faissal, meu primo, Marcelo, e minha segunda família, Dilma, Wagner e minhas “sobrinhas”, Gabi e Geovana, também foram fundamentais.

Como nada é em vão, o ponto positivo de ter passado por tantos cursos diferentes foi a conquista de amigos, que hoje, depois de tantos anos de amizade, deixaram de ser somente amigos e viraram os irmãos que não tive. Às minhas “grandíssimas” amigas Daniela e Mariana, pela intensa amizade de tantos anos, por todas as alegrias e tristezas compartilhadas, conversas, viagens, festas, discussões,... Foram tantas experiências vividas juntas e recordações divertidas, que fica difícil colocar no papel como vocês foram e são importantes para mim. Ao meu amigo Bruno (Bité), que mesmo longe, continua participando à distância e sendo grande amigo.

Nesse curso fantástico, viajamos muito e passamos muito tempo longe de nossas casas e família. Porém, ganhamos grandes amigos com os quais compartilhamos experiências que só os geólogos entendem. Nesses campos da vida nos perdemos, nos achamos, brigamos, discutimos, bebemos, e todos esses momentos não seriam os mesmos sem minhas grandes amigas, Sheila (Sertão), Cínthia (Shurek), Paula (Pirua), Fabiana (Meia Boca), Carolina (Michelan) e Eurídice. Todos os trabalhos, madrugadas de estudo a base de muito café, risadas e fofocas não seriam os mesmos sem vocês. Agradeço ao Aluísio (Ismigol) e Renato (Momô) por ter aturado todas nós, muitas vezes insanas, por 5 anos no

apartamento 401 e colaborar com cafézinhos e cervejinhas para nos animar em situações de stress.

Para a realização do trabalho de formatura agradeço pelo ensinamento e paciência do meu orientador Renato de Moraes, afinal, foram 3 anos de trabalho e boa convivência. Agradeço aos técnicos, Isaac, do laboratório do MEV, Marcos Mansueto do laboratório da Microsonda, e a FAPESP pela verba do projeto 04/09682-8. No campo de IC realizado em Goiás, agradeço à Roberta (Piza) e, principalmente, Rafael (Vivi), não só pela ajuda em campo e com lâminas, mas também pelo início de uma grande amizade. Por fim, durante estágio na CPRM evolui muito como geóloga e agradeço a convivência, discussões geológicas e ajudas no meu TF, principalmente dos geólogos, Vidyã, Frederico (Bambi), Maurício (Pavão) e Fabrizzio (Kudói).

Sumário

1. Introdução.....	3
2. Metas e Objetivos	4
3. Trabalhos Prévios.....	4
3.1. Metamorfismo de fácies granulito.....	4
3.2. Geologia Regional	5
3.3. Complexo Anápolis-Itauçu.....	6
4. Materiais e Métodos	7
4.1. Petrografia.....	8
4.2. Microsonda Eletrônica.....	8
4.3. Microscópio Eletrônico de Varredura.....	8
4.4. Termobarometria.....	9
5. Desenvolvimento do Trabalho	9
6. Resultados Obtidos	9
6.1. Petrografia.....	9
6.1.1. Rocha Ígnea	10
6.1.2. Granulitos.....	10
6.1.2.1. Granulitos Máficos.....	10
6.1.2.2. Granulitos Félsicos.....	11
6.1.2.3. Gnaiss Migmatítico e Granulito Aluminoso	12
6.1.3. Rochas Retrometamórficas.....	14
6.1.3.1. Rocha com estaurolita – granada – sillimanita – espinélio.....	14
6.1.3.2. Rocha com cianita – estaurolita – granada	14
6.1.3.3. Rocha com cianita – muscovita – clorita – cloritóide – granada	15
6.1.3.4. Rocha com cloritóide, granada e espinélio	16
6.1.3.5. Rocha com muscovita e granada	16
6.2. Química Mineral	17
6.2.1. Procedimento Analítico	17
6.2.2. Granada	17
6.2.3. Ortopiroxênio	18
6.2.4. Rutilo.....	19
6.2.5. Feldspato Potássico	20
6.2.6. Plagioclásio.....	23

6.2.7. Reintegração da composição dos feldspatos.....	25
6.2.8. Rutilo.....	26
7. Metamorfismo.....	27
7.1. Petrologia e Evolução Metamórfica	27
7.1.1. Granulito Máfico.....	27
7.1.2. Granulito Félsico	28
7.1.3. Gnaiss Migmatítico e Granulito Aluminoso e seus produtos retrometamórficos	30
7.2. Geotermobarometria.....	34
7.2.1. Geotermômetro granada – ortopiroxênio e teor de Al em ortopiroxênio.....	34
7.2.2. Geotermômetro de rutilo.....	35
7.2.3. Termômetros de feldspatos ternários	39
7.2.3.1. Método de Fuhrman & Lindsley	39
7.2.3.2. Método de Hokada	39
7.2.3.3. Temperaturas Obtidas	40
7.3. Geotermobarometria vs. Petrografia.....	41
8. Conclusões.....	42
9. Referências Bibliográficas	43
ANEXOS	47
ANEXOS I – PRANCHA DE FOTOS.....	48
ANEXOS II – DADOS DE QUÍMICA MINERAL.....	52
ANEXOS III – MAPA DE PONTOS.....	

Resumo

O Complexo Anápolis-Itauçu faz parte da zona interna da Faixa Brasília, em Goiás, e é constituído por granulitos félsicos, máficos e aluminosos, além de corpos graníticos e gabróicos diferenciados. A maior parte dos granulitos é “comum” pois apresenta associações minerais estáveis em amplo intervalo P - T , $> 800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Os granulitos félsicos contêm ortopiroxênio, feldspatos, quartzo, granada $\pm$ biotita e os máficos, ortopiroxênio, diopsídio, plagioclásio $\pm$ granada. Nos granulitos aluminosos ocorrem associações minerais com espinélio, sillimanita, cordierita, granada, feldspatos e quartzo que podem caracterizar condições de temperaturas ultra alta, $>900\text{ }^{\circ}\text{C}$. O presente trabalho tem como objetivo estabelecer as condições P - T do metamorfismo das rochas do Complexo Anápolis-Itauçu, entre Inhumas e Petrolina de Goiás, e determinar se o metamorfismo de temperatura ultra alta ocorre em escala regional ou não. Vários métodos termobarométricos foram aplicados. Para amostra com ortopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo, o método de Pattison & Bégin (1994) produziu resultados de $988,70\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $9,82\text{ kbar}$, demonstrando que o metamorfismo de temperatura ultra alta é regional, já que a rocha não apresenta paragênese diagnóstica deste tipo de metamorfismo. A re-integração da composição de feldspatos ternários foi usada na termometria, e as temperaturas calculadas apresentam valores menores que $800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aparte às dificuldades para a re-integrar a composição dos feldspatos, a presença de mirmequita contribuiu para a destruição da composição do pico metamórfico, impossibilitando o uso do método para a recuperação das condições do pico metamórfico. O termômetro de Zr em rutilo produziu temperaturas entre 812 a $931\text{ }^{\circ}\text{C}$ em granulitos com sillimanita, cordierita, granada e espinélio. Após o pico em temperatura ultra alta, retrometamorfismo intenso destruiu as paragêneses diagnósticas. Contudo, em rocha com cloritóide, cianita e granada, temperaturas entre 810 e $839\text{ }^{\circ}\text{C}$ foram calculadas com grãos de rutilo em granada, recuperando condições da fácies granulito.

Abstract

The Anápolis-Itaçu Complex is part of the inner zone of the Brasília Belt, Goiás, and consists of felsic, mafic and aluminous granulites, and granitic and gabbroic differentiated bodies. Most of the granulites are "common" because they have stable mineral associations in a wide range P - T range, $> 800^{\circ}\text{C}$. The felsic granulites contains orthopyroxene, feldspar, quartz, garnet $\pm$ biotite and mafic, orthopyroxene, diopside, plagioclase $\pm$ garnet. Aluminous granulites present mineral assemblage with spinel, sillimanite, cordierite, garnet, feldspar and quartz that may characterize conditions of ultra high temperatures, $> 900^{\circ}\text{C}$. This study aims to establish the P - T conditions of metamorphism of the rocks of the Anápolis-Itaçu Complex, between Inhumas and Petrolina de Goiás, and determining whether the ultra high temperature metamorphism occurs on a regional scale or not. Several thermobarometric methods were applied. For sample with orthopyroxene, garnet, plagioclase and quartz, the method of Pattison & Bégin (1994) yielded results of $988,70^{\circ}\text{C}$ and $9,82\text{ kbar}$, demonstrating that the ultra high temperature metamorphism is regional, as the rock does not present diagnostic paragenesis of this type of metamorphism. The re-integration of the ternary feldspar composition was used for thermometry, and calculated temperatures present values lower than 800°C . Apart from the difficulties in re-integrating the composition of the feldspars, the presence of myrmekite contributed to the destruction of the composition of the metamorphic peak, precluding the use of the method for the recovery of peak metamorphic conditions. The thermometer of Zr in rutile produced temperatures between 812 and 931°C in granulites-bearing sillimanite, garnet, cordierite and spinel. After the ultra high temperature peak, intense retrogression destroyed the diagnostic paragenesis. However, in rock with chloritoid, kyanite and garnet, temperatures between 810 and 839°C were calculated with grains of rutile in garnet, recovering granulite facies conditions.

1. Introdução

Os granulitos são rochas metamórficas formadas em temperaturas acima de 800 °C e em intervalo amplo de pressão, entre 3 e 16 kbar (Pattison *et al.*, 2003). O ortopiroxênio é o mineral índice característico e essas rochas tipificam as condições da fácies granulito. O estudo dos granulitos trás informações sobre a formação e evolução da crosta continental inferior, local em que a maioria dessas rochas é gerada e, conseqüentemente, ajuda no entendimento dos processos que ocorrem na raiz das cadeias de montanhas. Os granulitos são formados por associações predominantemente anidras, formadas por feldspatos, orto e clinopiroxênio, feldspatos, granada, espinélio, sillimanita ou cianita, safirina, ilmenita, rutilo e com quantidades variáveis de cordierita e biotita. Isso pode ser explicado pela participação de reações de fusão na gênese dos granulitos, que seriam o resíduo sólido dessas reações (Fyfe, 1973), após extração da maior parte do líquido silicático gerado (Moraes *et al.*, 2002; White & Powell, 2002).

O Complexo Anápolis-Itauçu, localizado em Goiás, é formado por granulitos félsicos, máficos e aluminosos, além de corpos graníticos e gabróicos diferenciados. A maior parte dos granulitos é "comum", ou seja, compostos por ortopiroxênio, feldspatos, quartzo, granada, ilmenita e biotita e com ortopiroxênio, diopsídio, plagioclásio e granada nos tipos máficos, enquanto que os aluminosos apresentam paragêneses que indicam condições de temperatura ultra-alta, > 900 °C, envolvendo ortopiroxênio aluminoso, espinélio, safirina, sillimanita, cordierita, granada e rutilo (Moraes *et al.*, 2002; Baldwin *et al.*, 2005).

A história tectônica do metamorfismo de temperatura ultra alta ainda é relativamente incerta. Atualmente, acredita-se que se trata de metamorfismo regional da crosta inferior, que de acordo com diversos estudiosos podem estar associados tanto a sistemas orogênicos acrescionários, quanto colisionais (Kelsey, 2008).

No Complexo Anápolis – Itauçu já foram caracterizadas rochas com paragêneses indicadoras de temperatura ultra alta, tais como quartzo + espinélio hercínítico com cordierita + sillimanita + granada, como produto de sua quebra (Moraes *et al.*, 2006), safirina + quartzo, com quebra para sillimanita + ortopiroxênio aluminoso + quartzo (Moraes *et al.*, 2002; Baldwin *et al.*, 2005) e, ortopiroxênio aluminoso + granada magnesiana (Moraes *et al.*, 2002). No entanto, essas paragêneses são restritas a poucas localidades e a maior parte dos granulitos apresenta como paragênese ortopiroxênio + granada + feldspatos + quartzo + ilmenita-magnetita ou cordierita + granada + sillimanita + rutilo, esta última produto de quebra do espinélio.

A definição das condições *P-T* de ambos os tipos de granulitos, usando os métodos de geotermobarometria mais adequados, poderá confirmar se as condições de temperatura ultra alta são de caráter regional ou não, sendo que se forem regionais, o Complexo

Anápolis-Itauçu poderá caracterizar a Faixa Brasília como um orógeno quente (*hot orogen* – Beaumont, *et al.*, 2006; Chardon, *et al.*, 2009).

2. Metas e Objetivos

O objetivo principal do projeto é estabelecer as condições *P-T* do metamorfismo granulítico das rochas do Complexo Anápolis-Itauçu, na região entre Inhumas e Petrolina de Goiás. Os granulitos do complexo podem ser divididos, a grosso modo, em dois tipos, os portadores das paragêneses características de temperatura ultra alta e os “comuns”. Assim, o segundo objetivo é determinar se o metamorfismo de temperatura ultra-alta ocorre em escala regional, ou se está confinado às anomalias locais, já que as paragêneses características destas condições são restritas a poucas rochas e localidades.

3. Trabalhos Prévios

3.1. Metamorfismo de fácies granulito

O interesse na investigação de granulitos está no conjunto de informações que essas rochas fornecem sobre seu papel na modificação e evolução da crosta continental (Harley, 1989, 1992). A formação dos granulitos está associada à perturbação extrema da geotermia continental, o que gera intenso magmatismo contemporâneo ao metamorfismo. O mineral típico dos granulitos é o ortopiroxênio, implicando em temperaturas mínimas de 800 °C para o início da fácies granulito (Pattison *et al.*, 2003). Entretanto a ocorrência de granulitos portadores de paragêneses que cristalizam em temperaturas maiores que 900 °C é conhecida e essas condições são denominadas de metamorfismo de temperatura ultra-alta (Harley, 1998). O metamorfismo de temperatura ultra-alta era considerado pelos petrólogos, até os anos 1990, como anomalia térmica extrema, mas localizada, porém estudos dos anos 2000 mostraram que se trata da continuidade do metamorfismo de fácies granulito (Pattison *et al.*, 2003, Kelsey, 2008). Para composições pelíticas, as associações minerais que caracterizam condições de temperatura ultra-alta incluem sillimanita + ortopiroxênio + quartzo, safirina + quartzo, espinélio + quartzo, osumilita + granada, e granada + ortopiroxênio aluminoso (Harley, 1998a, b, Kelsey, 2008).

As principais ocorrências de paragêneses de temperaturas ultra altas são descritas na Antártica, Austrália, África, Ásia e Europa (Harley, 1989, Kelsey, 2008), e a descoberta de granulitos deste tipo na América do Sul é recente e está restrita ao Peru (Martignole & Martelat, 2003) e ao Brasil, na Bahia (Leite, 2002) e em Goiás, nos complexos Niquelândia,

Barro Alto e Anápolis-Itauçu (Ferreira Filho *et al.*, 1998, Moraes & Fuck, 2000; Moraes *et al.*, 2002).

A relação genética entre granulitos e fusão foi feita no início dos anos 70 e é baseada no fato de que muitos granulitos são rochas exauridas em elementos incompatíveis e, assim, interpretados como resíduos de fusão (Fyfe, 1973). Mais recentemente intensa discussão sobre a importância da separação e extração do líquido gerado pela fusão para a preservação das paragêneses do pico metamórfico foi feita, sendo consenso que o líquido gerado precisa ser extraído em quase sua totalidade para que as paragêneses do pico metamórfico não sejam consumidas durante o resfriamento em reações retrometamórficas envolvendo o líquido (Kriegsman, 2001; Sawyer, 2001; White & Powell, 2002; Moraes *et al.*, 2002).

Há sobreposição das condições P - T dos experimentos feitos para calibrações experimentais de geotermobarômetros e aquelas da fácies granulito. Isso deveria facilitar os cálculos das condições do pico do metamorfismo de granulitos. Entretanto, as composições dos minerais sofrem reajustes significativos após o pico metamórfico, em virtude de difusão, exsolução, reações de transferência de rede, ou reação com o fundido aprisionado ao longo do resfriamento, dificultando a determinação das condições do pico metamórfico (Frost & Chacko, 1988; Pattison & Bégin, 1994; Florence & Spear, 1995; Spear & Markussen, 1997; Moraes *et al.*, 2002). Alguns métodos foram desenvolvidos para recompor a composição das fases durante o pico do metamorfismo e a partir da composição corrigida, tentar o cálculo das variáveis intensivas no pico do metamorfismo (Pattison & Bégin, 1994; Fitzsimons & Harley, 1994; Moraes & Fuck, 2000; Hokada, 2001; Pattison *et al.*, 2003). As recentes calibrações, empírica e experimentais) do termômetro Zr em rutilo e Ti em zircão permitem o cálculo da temperatura do pico metamórfico e de diferentes estágios da trajetória P - T de granulitos comuns e de temperatura ultra-alta (Zack *et al.*, 2004; Tomkins *et al.*, 2007). A importância da determinação das condições P - T do pico metamórfico e de outras condições P - T pelas quais a rocha tenha passado, permite a inferência da trajetória P - T seguida pela rocha, cuja forma tem relação direta com os processos tectônicos envolvidos na formação dos granulitos (Harley, 1989, 1992).

3.2. Geologia Regional

Segundo Fuck *et al.* (1994), em Goiás e no sudeste de Minas Gerais, o cinturão dobrado e de *foreland* da Faixa Brasília apresentam rochas sedimentares oriundas de margem continental e de plataforma continental que sofreram metamorfismo nas condições entre anquimetamorfismo e fácies xisto verde. Para oeste o complexo metamórfico é dividido em duas unidades distintas. O Grupo Araxá é composto predominantemente de

rochas turbidíticas, vulcânicas e mélange ofiolítica, as quais foram submetidas a metamorfismo barroviiano da fácies xisto-verde a anfibolito. O Complexo Anápolis-Itaçu forma área alongada de direção NW-SE (260 x 70km) onde afloram rochas da fácies granulito, as quais são separadas das rochas do Grupo Araxá por faixa de milonitos. Para noroeste está localizado o Maciço de Goiás, fragmento crustal pobremente entendido, com rochas do Arqueano ao Neoproterozóico, e que foram retrabalhadas no Neoproterozóico. Dentro da unidade o correm três intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, os quais foram metamorfizados em condições da fácies granulito (Ferreira Filho *et al.*, 1998; Moraes & Fuck, 2000). A sudoeste e leste do Maciço de Goiás ocorre o Arco Magmático de Goiás, formado entre ca. 900 e ca. 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1997), consistindo de rochas vulcano-sedimentares e gnaisses com assinaturas geoquímica e isotópica juvenis, semelhantes a arcos magmáticos modernos. Metamorfismo e deformação ocorreram durante a orogênese brasileira, sendo que o pico do metamorfismo ocorreu ca. 630 Ma (Fischel *et al.*, 1999a, Piuzana, *et al.*, 2003).

3.3. Complexo Anápolis-Itaçu

O Complexo Anápolis-Itaçu é formado por unidades alongadas de orientação NW-SE, compreendendo granulitos orto- e paraderivados, corpos de rochas graníticas e gabróicas. O complexo era considerado como parte do embasamento do Grupo Araxá, com base no seu grau metamórfico (Marini *et al.*, 1984; Wolff, 1991; Winge, 1995; Lacerda Filho & Oliveira, 1995). Entretanto idades modelo T_{DM} de granulitos supracrustais (Sato, 1998; Fischel *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 1999a) e de rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Pimentel *et al.*, 1999a; Fischel *et al.*, 1999a, b) estão no intervalo entre 1.3 e 1.6 Ga, limitando a idade máxima dos protolitos e sugerindo que os granulitos sejam equivalentes do Grupo Araxá. A idade do metamorfismo granulítico foi determinada em ca. 630 Ma usando Sm-Nd em granada e rocha total com monazita, biotita ou anfibólio (Fischel *et al.*, 1998, 1999a, Piuzana *et al.*, 2003), fato corroborado por dados U-Pb SHRIMP obtidos em zircão de granulito (Tassinari *et al.*, 1999; Piuzana *et al.*, 2003).

Associações minerais de temperatura ultra-alta foram reconhecidas a norte de Goiânia e em Damolândia (Figura 1). Na primeira ocorre quartzito impuro com safirina + quartzo (+ granada) que indicam condições mínimas de 1050 °C e 10 kbar; a associação é substituída por ortopiroxênio aluminoso (~13 % de Al_2O_3) + sillimanita implicando em trajetória *P-T* de resfriamento isobárico até pelo menos 900 °C e pressões em torno de 10 kbar (Moraes *et al.*, 2002). Em Damolândia rochas ricas e pobres em quartzo apresentam simplectitos e coronas formados por safirina, ortopiroxênio, cordierita, plagioclásio, espinélio

e biotita e envolvendo consumo de granada, sillimanita e ortopiroxênio; a investigação da evolução textural permite inferir condições entre 11 e 9,5 kbar e temperaturas em excesso de 1000 °C, seguindo trajetória *P-T* composta com seguimento de descrompressão isotérmica seguido por resfriamento isobárico até temperaturas menores que 700 °C (Moraes *et al.*, 2002).

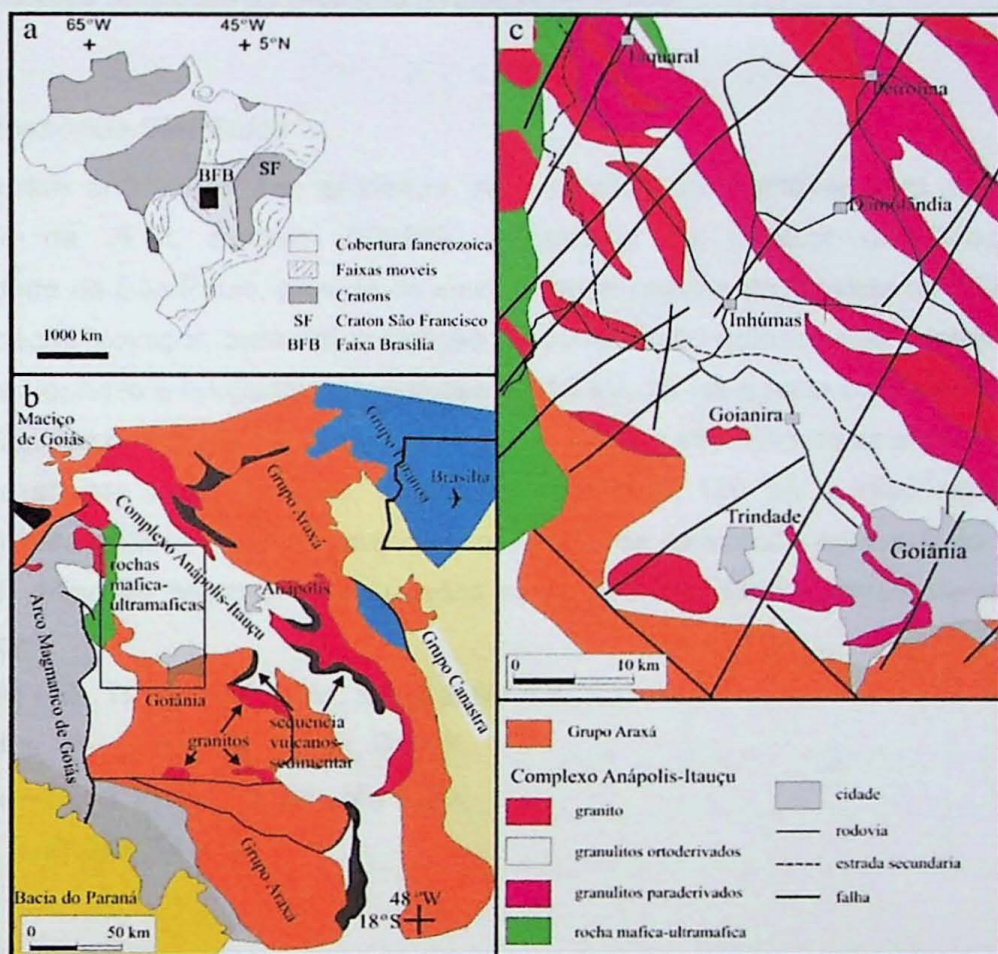


Fig.1. a) Mapa do Brasil com a localização da área de estudo na Faixa Brasília, b) Mapa esquemático do Complexo Anápolis-Itaçu e unidades próximas (Lacerda Filho *et al.*, 1991 e Pimentel *et al.*, 2000), c) Mapa geológico do Complexo Anápolis-Itaçu englobando a região do presente trabalho entre as cidades de Damolândia e Petrolina.

4. Materiais e Métodos

Neste trabalho foram feitas descrições de amostras, petrografia em microscópio petrográfico convencional e microscópio eletrônico de varredura (MEV), além de análises de minerais com microsonda eletrônica. Foi feita uma etapa de trabalho de campo realizada entre 01/08/2009 a 09/08/2009, com descrição de afloramentos, tomadas de medidas estruturais e coleta de amostras adicionais.

4.1. Petrografia

Para petrografia foi utilizada coleção com mais de 100 lâminas da região. Foram descritas 80 lâminas no microscópio Olympus BX 50, no laboratório de petrografia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Após a petrografia foram escolhidas as lâminas para aplicação de métodos termobarométricos.

4.2. Microsonda Eletrônica

Foram analisadas dez amostras de granulitos para análise com a Microsonda Eletrônica da JEOL modelo JXA8600, localizada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, provida de cinco espectrômetros WDS, sistema EDS e sistema de automação Voyager, para determinação da composição química dos minerais, granada, ortopiroxênio, rutilo e feldspatos. Condições de 15 kV, 20 nA e feixe com diâmetro de 5 µm foram utilizadas na análise da maior parte dos silicatos e espinélio; feixe entre 2 e 30 µm foi usado na análise dos feldspatos; condições de 15 kV, 120 nA e feixe de 5 µm foram utilizadas para análise de rutilo, usando o protocolo de calibração apresentado por Zack *et al.* (2004). Minerais naturais foram usados como padrões. Os seguintes elementos foram analisados:

- piroxênio – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K.
- feldspatos - Si, Al, Fe, Ca, Na, Sr, Ba e K.
- granada – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg e Ca.
- rutilo – Ti, Zr, Nb, Ta e Fe.

4.3. Microscópio Eletrônico de Varredura

Foram analisados de um a dois grãos de feldspato potássico e de plagioclásio em seis amostras, CAI 33, CAI 40, CAI 44, CAI 105 e CAI 110, no Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo LEO 440i, EDS Oxford Instruments com condições de 20 kV e corrente de 0,1 a 1 nA, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foram obtidas imagens de elétrons retro-espalhados, a partir de seções delgadas polidas, para determinação da relação entre porcentagem de grão hospedeiro e exsoluções em grãos de feldspato e plagioclásio. Isso foi feito para cálculo de temperatura pelo termômetro de feldspatos ternários pelo método de Hokada (2001) e de Fuhrman & Lindsley (1988). O programa Corel Photo – Paint X3 foi utilizado para tratar as imagens aumentando o contraste de cor entre as fases e assim obter

um histograma que indica a proporção de cada fase numa determinada área no mineral. As imagens obtidas e o seu tratamento são apresentados no anexo I.

4.4. Termobarometria

Termômetros convencionais e termobarometria com banco de dados internamente consistentes foram utilizados. Dentre os termômetros convencionais foram usadas as calibrações:

- feldspatos ternários (Hokada, 2001; Fuhrman & Lindsley, 1988)
- Zr em rutilo (Tomkins *et al.*, 2007);
- granada – ortopiroxênio, termômetro e barômetro, (Harley, 1984a, b);
- THERMOCALC foi usado com o banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998).
- SOLV CALC foi utilizado para cálculo das temperaturas e isothermas de feldspatos ternários (Wen & Nekvasil, 1994). Este modelo calcula as temperaturas em diversos modelos. O modelo adotado para os cálculos foi o de Fuhrman & Lindsley, 1988.

5. Desenvolvimento do Trabalho

A maior parte das atividades propostas para a conclusão do trabalho foi cumprida, exceto análises químicas de biotita e cordierita em microsonda eletrônica, devido ao tempo disponível para utilização da microsonda eletrônica. Grãos de espinélio foram analisados, porém, os grãos são xenoblásticos, bordejados por sillimanita, apresentam quantidades elevadas de Cr, Ti e Zn e não são adequados para serem usados na termobarometria.

6. Resultados Obtidos

6.1. Petrografia

Na área estudada ocorrem três tipos de granulitos, que são diferenciados pela associação mineral, denominados granulitos máficos, félsicos e aluminosos. Além dos granulitos ocorrem migmatitos e rochas ígneas, mais especificamente, gabronorito e charnockito, e ainda rochas com intenso retrometamorfismo, nas quais, as evidências de que tenham passado por condições de fácies granulitos são raras ou ausentes. Os detalhes sobre texturas destas rochas serão apresentados em seguida.

6.1.1. Rocha Ígnea

As rochas ígneas observadas na área restringem-se a afloramentos localizados, principalmente de blocos de gabronorito homogêneo e isotrópico. Os contatos com as encaixantes não foram observados e não foi possível estabelecer se alguns afloramentos de granulito bandado, formado por leitos máficos e félsicos (leucossoma) fazem parte da borda do corpo deformado ou se são suas encaixantes.

A rocha é gabronorito composto por ortopiroxênio (20-25%), clinopiroxênio (10-15%), plagioclásio (20-25%) e biotita; por vezes hornblenda ocorre como mineral de alteração dos piroxênios, exceto na amostra CAI-4Bx, que ocorre em grãos bem desenvolvidos, chegando a ter 30-35% em volume, e pelos minerais acessórios, ilmenita e zircão. Apresenta estrutura maciça, inequigranular, fanerítica fina a média formada por grãos idiomórficos a subidiomórficos. A textura da rocha é definida por grãos *cumulus* de orto- e clinopiroxênio, com plagioclásio *intercumulus*; localmente grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio definem textura granular pelo contato poligonizado. Ocorre intercrescimento de biotita e hornblenda caracterizando simplectitos na borda da hornblenda.

Os grãos de piroxênio são idiomórficos a subidiomórficos, estão fraturados com fraturas preenchidas por quartzo e hornblenda. Contem inclusões arredondadas de ilmenita. A hornblenda está apenas nas bordas, planos de clivagem e fraturas dos piroxênios e nas bordas da ilmenita sem ocorrer grãos bem desenvolvidos na matriz, exceto na amostra CAI-4Bx, na qual apresenta coloração pardo-avermelhada. Os grãos de plagioclásio são alongados, com raras lamelas em cunha, indicando deformação e estão parcialmente saussuritizados.

6.1.2. Granulitos

Grande parte dos granulitos observados em campo é resíduo de fusão e comumente ocorrem com veios de leucossoma associados, mas não há desenvolvimento de melanossoma, pois em geral, os minerais máficos que participaram das reações de fusão são biotita e hornblenda. Embora isso seja mais comumente observado nos granulitos aluminosos, o mesmo é observado para granulitos félsicos e máficos.

6.1.2.1. Granulitos Máficos

Os granulitos máficos são rochas bandadas, nas quais as bandas dominadas por piroxênio e plagioclásio alternam-se com bandas félsicas, compostas por quartzo e feldspatos e com 20-35% de minerais máficos, podendo representar o leucossoma. Em

amostra de mão, o granulito máfico tem estrutura foliada bandada definida pela orientação dos piroxênios, com granulação fina a média (Figura 2).

Em geral, as amostras são compostas pelos minerais principais, ortopiroxênio (25-35%), clinopiroxênio (10-20%), biotita (10-20%), plagioclásio (20-35%), quartzo (10-20%) e, em algumas amostras, feldspato potássico; os minerais acessórios são rutilo, ilmenita, zircão, apatita, hornblenda e biotita. Apresenta textura nematoblástica com porções granoblástica definida pelo contato poligonizado de grãos equigranulares de piroxênio e plagioclásio (Figura 3). Os grãos de orto- e clinopiroxênio são idioblásticos a subidioblásticos, por vezes, fraturados com fraturas preenchidas por hornblenda e biotita. Contem inclusões de quartzo e feldspato, ambos com forma arredondada, ilmenita e, por vezes, biotita. Biotita e hornblenda ocorrem nas bordas em contato serrilhado, formando corona envolvendo grãos do ortopiroxênio.

Os grãos de quartzo e plagioclásio estão em contato interlobado e apresentam extinção ondulante. Nas amostras com feldspato potássico, é comum o desenvolvimento de mirmequita no contato com o plagioclásio, caracterizadas pelo intercrescimento entre plagioclásio e quartzo vermiforme substituindo o feldspato potássico.

Em algumas amostras, ocorrem duas gerações de hornblenda e biotita, a primeira com grãos bem desenvolvidos na matriz e a segunda, nas bordas de piroxênio e ilmenita definindo retrometamorfismo. Em geral, a hornblenda bem desenvolvida apresenta cor parda, enquanto a hornblenda tardia é verde (Figura 4). Grãos de biotita intercrescidos com quartzo formam textura simplectítica que está localizada na borda da biotita.

6.1.2.2. Granulitos Félsicos

O granulito félsico é o tipo dominante de rocha no Complexo Anápolis-Itaçu, ocorrendo como rocha bandada, com proporção variável de ortopiroxênio e granada e com leucossoma quartzo-feldspático. O contato entre o leucossoma e o granulito félsico é, muitas vezes, mal definido, podendo ser difuso, ou transicional e, mais raramente, apresenta *selvages* de biotita entre o granulito e o leucossoma. Lentes de granulito máfico e raras rochas ultramáficas são observadas como intercalações. A espessura de cada banda varia entre 5 cm e 6 a 10 m (Figura 5).

Em amostra de mão, a estrutura bandada é mais difícil de ser identificada, devido à espessura das bandas ser maior que o tamanho das amostras, mas por vezes, o bandamento composicional é dado pela alternância de leucossoma e de granulito félsico. A estrutura foliada é comum e marcada pelo alinhamento de ortopiroxênio, grãos de granada alongados, biotita, plagioclásio e aglomerados quartzo-feldspáticos orientados. A textura

varia entre granoblástica orientada a protomilonítica. As bandas máficas observadas apresentam granulação fina a média e são formadas por ortopiroxênio, granada e biotita.

O granulito félsico é composto por quartzo (25-35%), plagioclásio (30-40%) e ortopiroxênio (20-22%), granada (0-15%) e feldspato potássico (10-20%); os minerais acessórios são ilmenita, monazita, zircão e apatita. Biotita e hornblenda ocorrem em menor proporção, localizando-se nas bordas do ortopiroxênio, minerais opacos e granada.

A rocha apresenta textura granoblástica definida pelo quartzo e plagioclásio com porções nematoblástica definidas por maiores concentrações de ortopiroxênio. Os grãos de quartzo e plagioclásio estão em contato interlobado, com recristalização por migração de borda de grão. Nas amostras com feldspato potássico é comum o desenvolvimento de mirmequita no contato com plagioclásio.

Os grãos de ortopiroxênio são subidioblásticos e contêm inclusões de ilmenita e plagioclásio com forma arredondada, sugerindo ser resíduos de fusão parcial (Figura 6 e 7). Hornblenda e biotita estão associadas nas bordas da hornblenda caracterizando fase retrometamórfica.

Os grãos de granada, quando presentes, são idioblásticos e pequenos ($\pm 0,3\text{mm}$), por vezes, fraturados com fraturas preenchidas por quartzo e com poucos grãos inclusos de quartzo, feldspato e biotita, ambos com forma arredondada. Na borda da biotita ocorre intercrescimento com quartzo formando simplectitos.

6.1.2.3. Gnaiss Migmatítico e Granulito Aluminoso

Parte significativa das rochas observadas no campo é de gnaiss migmatítico, rocha bandada na qual são reconhecidos mesossoma e leucossoma e raros leitos de melanossoma. O mesossoma é constituído por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, granada, com ou sem cordierita e sillimanita, e em certas amostras descritas é comum a presença de espinélio verde (Figura 8). Apesar das rochas sem cordierita e sillimanita não apresentarem paragêneses diagnósticas da fácies granulito, elas foram agrupadas com o granulito aluminoso (pelítico), pois em campo estão associadas.

O gnaiss migmatítico apresenta estrutura bandada, com leucossoma quartzo-feldspático e mesossoma, como descrito acima; e ambas as bandas com granulação média a grossa. O leucossoma apresenta textura granoblástica definida pelo quartzo e feldspato e é composto pelos minerais, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e granada. Grãos alongados de feldspato estão presentes, mas a intensa recristalização dinâmica gerou matriz formada por grãos cominuídos de quartzo e feldspatos caracterizando textura protomilonítica a milonítica. O mesossoma é composto pelos minerais principais, granada (10-20%), sillimanita (5-15%), cordierita (10-20%), plagioclásio (10-15%), feldspato

potássico (5-20%), e quartzo (25-30%), pelo mineral acessório, rutilo e biotita nas bordas da granada e cordierita, e é interpretada como retrometamórfica. A rocha apresenta textura granoblástica orientada a protomilonítica com variações locais controladas pelo aumento da proporção de biotita. O melanossoma, quando presente, é composto de granada, biotita e quartzo, com proporções variáveis de sillimanita e cordierita.

Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, alongados e fraturados, com fraturas preenchidas por biotita. Apresenta textura poiquiloblástica, com inclusões orientadas ou não, de fibrolita, enquanto rutilo, quartzo e biotita ocorrem como inclusões arredondadas. A sillimanita na matriz ocorre como grãos idioblásticos a subidioblásticos, com inclusões de quartzo com forma arredondada e espinélio, por vezes, concentrada em bandas associadas a granada (Figura 9). A cordierita é subidioblástica e também se concentra em bandas, associada à granada e está em contato retilíneo com biotita, sillimanita e granada (Figura 10). A biotita está em contato serrilhado nas bordas e preenchendo fraturas da granada caracterizando fase retrometamórfica. O plagioclásio pode ser antipertítico. Ortoclásio é pertítico a mesopertítico e é comum a substituição de suas bordas por mirmequita. Rutilo ocorre na matriz em grãos bem desenvolvidos, comumente associado à ilmenita ou incluso na granada, cordierita ou sillimanita.

Concentração maior de granulito aluminoso ocorre próxima à Itauçu em raros afloramentos *in situ* e em blocos. A rocha é bandada, com bandas que não ultrapassam 1 cm de espessura e a variação composicional é assinalada pela proporção de granada, que pode atingir até 40% em volume. A rocha é composta por granada (10-50%), sillimanita (5-20%), espinélio (1-10%), plagioclásio (10-20%), ortoclásio pertítico (10-30%) e quartzo (10-35%), pelos minerais acessórios, ilmenita, rutilo e zircão e pelos minerais de alteração, sericita, muscovita e biotita. A textura varia entre granoblástica e protomilonítica. Os contatos suturados entre os grãos de quartzo e feldspatos são comuns; os grãos recristalizados de quartzo podem formar foliação oblíqua entre *ribbons* de quartzo, que indica deformação em altas temperaturas (Passchier & Trouw, 1996). A granulação da matriz varia entre fina a muito fina, e os porfiroblastos de granada variam entre 1-2 mm, na matriz, até grãos maiores que 1 cm.

Quartzo e espinélio ocorrem em contato e podem indicar associação de temperatura ultra-alta (Hensen & Green, 1971, 1972, 1973, Harley, 1989). Nas amostras descritas, estes dois minerais quase nunca são observados em contato, porém em duas amostras estão em contato direto (Figura 11). Em geral, o espinélio verde ocorre intercrescido com ilmenita e envolto por coroa de sillimanita ou "capa" de alteração com cor amarelada que o separa do quartzo (Figura 12). Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos com textura poiquiloblástica com abundantes inclusões de quartzo amebóide, rutilo, biotita arredondada, agulhas orientadas de sillimanita, ilmenita e espinélio verde. Biotita é rara e

está disposta nas bordas da granada em contato serrilhado e raramente na matriz. O feldspato potássico é pertítico a mesopertítico, enquanto o plagioclásio pode ser antipertítico ou não.

6.1.3. Rochas Retrometamórficas

Algumas rochas do Complexo Anápolis-Itauçu foram afetadas por retrometamorfismo intenso, mas em graus variados, sendo que em alguns casos torna-se impossível reconhecer se chegaram a estar em condições de fácies granulito. As paragêneses das rochas são características de fácies anfibolito e xisto verde.

6.1.3.1. Rocha com estaurolita – granada – sillimanita – espinélio

Rocha com estrutura bandada, granulação média a grossa, composta por granada (10-30%), estaurolita (?) (2-5%), sillimanita (5-15%), espinélio (<1-10%), quartzo (20-30%), plagioclásio (5-15%) e feldspato potássico (10-20%), pelos minerais acessórios, rutilo, monazita, ilmenita e zircão e pelos minerais de alteração, biotita e clorita.

A textura é granonematoblástica definida pelos grãos de quartzo e feldspato e por grãos de sillimanita. Os grãos de granada são idioblásticos a subidioblásticos com textura poiquiloblástica caracterizada pelas inclusões de sillimanita (fibrolita), ilmenita, feldspato e quartzo, estes dois últimos com forma arredondada; ocorre em contato retilíneo com estaurolita e sillimanita, e em suas bordas não é incomum clorita e biotita indicando substituição retrometamórfica; também em suas bordas pode formar textura simplectítica com ilmenita. Por vezes, formam corona ao redor da estaurolita, espinélio, sillimanita e ilmenita (Figura 13). Os grãos de sillimanita são subidioblásticos a xenoblásticos e estão associados ao espinélio, chegando a formar coronas ao redor destes. Os grãos de estaurolita são idioblásticos a xenoblásticos. Em geral, estão em contato retilíneo com a sillimanita e granada e com biotita nas bordas como mineral de alteração. Contem inclusões de ilmenita que algumas vezes possui forma arredondada. Os grãos de quartzo estão em contato interlobado entre si e com os grãos de feldspato, com recristalização por migração de borda de grão. Os grãos de feldspato são subidioblásticos a xenoblásticos. Entre os grãos de feldspato potássico e plagioclásio ocorre formação de mirmequita. Os grãos de feldspato potássico apresentam lamelas de exsolução.

6.1.3.2. Rocha com cianita – estaurolita – granada

Na amostra CAI-56A, coletada em Petrolina de Goiás, a mineralogia é constituída por quartzo, muscovita, clorita, cianita, estaurolita, granada, rutilo. Rocha com estrutura

bandada, granulação fina a média, composta por granada (25-35 %), estaurolita (10-20 %), cianita (20 %) e quartzo (15-25 %), clorita (3 %) e muscovita (4 %) pelos minerais acessórios, ilmenita, rutilo, em grãos bem desenvolvidos (2-10%), monazita e zircão. Apresenta textura granoblástica definida pelo quartzo com porfiroblastos de granada, cianita e estaurolita. A associação dos grãos de granada, cianita e estaurolita formam aglomerados parcialmente alterados para clorita e muscovita. Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos com textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo com forma arredondada, ilmenita, rutilo e apatita; estão fraturados com fraturas preenchidas por clorita, que também está em suas bordas, caracterizando fase retrometamórfica. Está em contato retilíneo com os grãos de estaurolita e cianita. Os grãos de estaurolita são subidioblásticos a xenoblásticos e contém inclusões de ilmenita e quartzo. Os grãos de cianita são subidioblásticos a xenoblásticos, com muscovita nas bordas e um único grão contém inclusão de estaurolita (Figura 14).

6.1.3.3. Rocha com cianita – muscovita – clorita – cloritóide – granada

Esta é uma das mais curiosas e interessantes rochas da área afetada pelo retrometamorfismo. É rica em cianita e cloritóide, com aglomerados de muscovita e clorita. Em campo a rocha aparenta ser gnaiss de alto grau, com bandamento bem desenvolvido, foliação muito penetrativa e, a olho nu, com pouca ou nenhuma mica. A estrutura bandada é definida pela granulação e pela composição mineralógica, com bandas com espessuras que variam entre milimétricas e centimétricas, com granulação média a grossa e com proporções maiores de cloritóide e granada nas bandas de granulação grossa. A banda máfica é composta pelos minerais principais, cloritóide (15-20%), granada (25%), cianita (1-5%), pelo mineral acessório, rutilo e pelos minerais de alteração, clorita (5-15%) e muscovita (10-20%), e a banda félsica, pela concentração de grãos de quartzo (20-25%). Apresenta textura granonematoblástica definida pelo quartzo e cloritóide com porfiroblastos de granada, porém na amostra CAI-62E, os grãos de cloritóide não estão orientados.

Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, fraturados com fraturas preenchidas por clorita e, em alguns grãos, por muscovita intercrescida com clorita. As inclusões de quartzo, com forma arredondada, rutilo, ilmenita, monazita são comuns. Os grãos de cloritóide variam em relação à forma com grãos idioblásticos a xenoblásticos com inclusões de quartzo arredondado, contendo muita muscovita em suas bordas. O contato retilíneo entre cloritóide e cianita é o mais comum, porém há grãos que estão envolvendo a cianita. Os grãos de cianita são xenoblásticos, envoltos por muscovita. Há boa quantidade de clorita e muscovita na matriz, formando aglomerados de grãos com disposição aleatória. A muscovita pode formar pseudomorfos, mas não é possível saber qual era o mineral

precursor. Grãos de rutilo estão intercrescidos com ilmenita e, por vezes, com clorita, na matriz e quando ocorre incluso na granada, os grãos chegam a apresentar até 4 mm (Figura 15).

6.1.3.4. Rocha com cloritóide, granada e espinélio

Entre Inhumas e Damolândia ocorrem blocos de rocha rica em granada e cloritóide. Outras ocorrências são comuns, mas nesta localidade as relações texturais reforçam a hipótese de que as rochas com paragênese de fácies xisto verde são produtos retrometamórficos de granulitos. A rocha é caracterizada por granada (30-35%), cloritóide (10-15%), muscovita (15-20%), clorita (5-10%), espinélio (<1%), feldspato alcalino (10-15%) e quartzo (20-25%), e pelos minerais acessórios, ilmenita, rutilo, monazita e zircão. Em campo está muito alterada, com foliação definida pelas micas e pelos porfiroblastos de cloritóide, presentes em pouca quantidade. A textura predominante é granoblástica definida pela granada com porções lepidonematoblástica definida pelo cloritóide, clorita e muscovita.

Os grãos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, orientados, com clorita nas bordas e nas fraturas. Contêm inclusões de ilmenita, rutilo, espinélio, monazita e quartzo com forma arredondada. Em alguns grãos de granada, as inclusões estão orientadas. O fato de haver inclusão de espinélio em rocha com paragênese de fácies xisto verde indica que seja produto retrometamórfico dos granulitos aluminosos (Figura 16). Os grãos de cloritóide formam porfiroblastos idioblásticos a subidioblásticos, com muscovita nas bordas. Ocorrem duas gerações de clorita, a primeira está na matriz intercrescida com muscovita definindo foliação, e a segunda, nas bordas da granada. A muscovita pode formar pseudomorfos, porém não é possível reconhecer o mineral precursor.

6.1.3.5. Rocha com muscovita e granada

Uma única amostra foi descrita, CAI-61, composta pelos minerais principais, granada (30%), muscovita (35%) e quartzo (20%) e pelos minerais acessórios, rutilo, ilmenita, apatita e monazita e com pouca quantidade de clorita como mineral de alteração associado a granada, rutilo e ilmenita.

Rocha muito retrometamorfisada, com textura granoblástica definida pelo quartzo com porfiroblastos de granada. A matriz é composta também por muscovita, porém com grãos que não apresentam orientação. Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, fraturados com fraturas preenchidas por clorita, muscovita e biotita em quantidade traço (1%). A clorita também está em contato serrilhado em suas bordas. As inclusões de quartzo arredondado, ilmenita e apatita são comuns na granada. Grãos de ilmenita estão sempre associados à granada. Os grãos de muscovita estão dispersos na

matriz e parecem ser pseudomorfos. Os grãos de quartzo são subidioblásticos a xenoblásticos com contato interlobado entre si com recristalização por migração de borda de grão. Observa-se também quartzo formando *ribbons* na matriz. O rutilo ocorre com hábito acicular a granular. Os grãos de ilmenita estão associados a granada e rutilo, com este último, por vezes, inclusos e com intercrescimento com grãos de clorita.

6.2. Química Mineral

6.2.1. Procedimento Analítico

Foram analisados grãos de granada e ortopiroxênio na amostra CAI 43, rutilo nas amostras, CAI 14A1, CAI 14A2, CAI 56, CAI 62, CAI 67 e CAI 69 e feldspato alcalino e plagioclásio nas amostras CAI 33, CAI 40, CAI 43, CAI 44 e CAI 110.

6.2.2. Granada

Na amostra CAI-43 dois grãos de granada foram analisados, ambos pequenos e idioblásticos e com poucas inclusões. Em cada um, foram feitas análises pontuais traçando “perfil” ao longo dos mesmos. O grão de granada 1 está em contato com plagioclásio, quartzo e ilmenita, obtendo teores de almandina entre 56,6 a 66,6%, piropo entre 25,6 e 31,9%, grossulária entre 5,1 e 5,6% e espessartita, 1,8 e 2,3% (Figura 17a). O grão de granada 2 está isolado da matriz da rocha por grãos de quartzo e apenas uma pequena porção está em contato com ilmenita. Os teores de almandina variam de 55,5 a 58,3%, de piropo de 34 a 36,3%, de grossulária entre 6,7 e 5,1% e espessartita entre 2,3 e 1,9% (Figura 17b). O perfil composicional de cada grão se comportou de maneira diferente. No primeiro, ocorreu aumento de almandina (Fe) e diminuição do componente piropo (Mg), do núcleo para a borda do grão, mais acentuado na porção mais externa da borda, enquanto grossulária e espessartita não mostram variação marcada (Figura 17a). Já o perfil composicional do segundo grão é plano e sua composição mais homogênea e semelhante ao núcleo do primeiro grão analisado com variações pouco significativas entre o núcleo e as bordas (Figura 17b). A composição de ambos é essencialmente uma solução sólida entre almandina e piropo, com menores proporções de espessartita e grossulária.

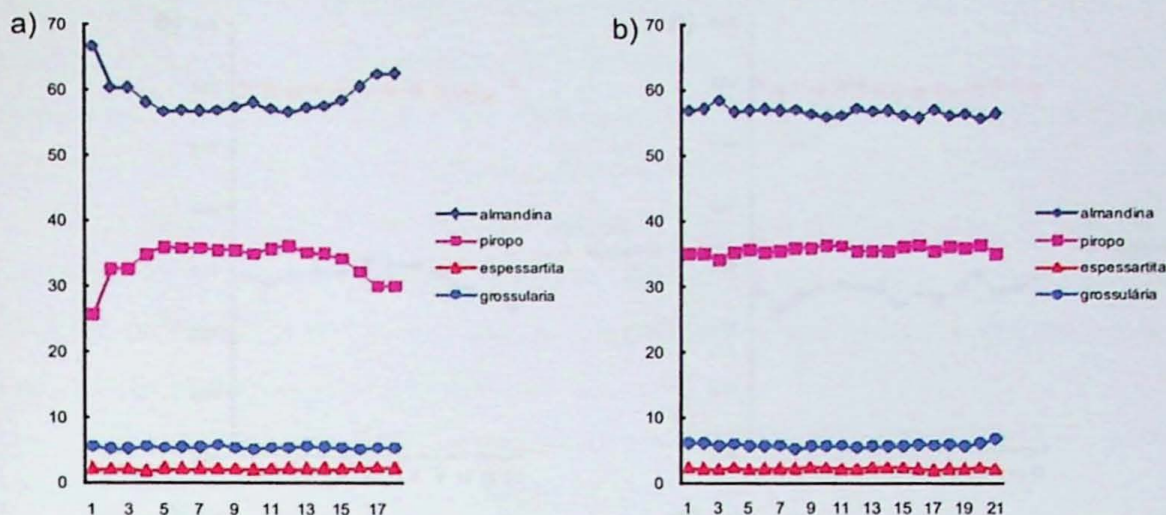


Fig. 17: a) Perfil de variação composicional (*apfu*) do grão de granada 1; b) Perfil de variação composicional (*apfu*) do grão de granada 2, presentes na amostra CAI 43.

6.2.3. Ortopiroxênio

Na amostra CAI-43 foram analisados quatro grãos pequenos de ortopiroxênio, idioblásticos a subidioblásticos. De modo geral, em relação à razão Fe/Mg não há variações consideráveis da borda para o núcleo, as maiores variações estão no teor de Al. O primeiro grão está em contato retilíneo com outros grãos de ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo e em uma pequena porção, com biotita. Da borda para o núcleo, a razão $Mg/(Fe + Mg)$ é homogênea. O valor máximo obtido nessa relação foi 0,61 e o mínimo, 0,58. O teor de Al apresenta variação de 0,24 a 0,32 *apfu*, da borda para o núcleo, respectivamente, registrando pequeno aumento no teor de Al no núcleo, voltando a diminuir bruscamente na borda oposta (Figura 18a). O segundo grão está em contato retilíneo com grãos de quartzo, feldspato e ilmenita. A razão $Mg/(Fe + Mg)$ é homogênea, variando de 0,58 a 0,60, com valores ligeiramente maiores nas bordas. O teor de Al apresenta variação de 0,23 a 0,29 *apfu*, da borda para o núcleo, respectivamente, porém a variação ocorre de maneira irregular (Figura 18b). O terceiro grão analisado é subidioblástico, com pequenas fraturas e está em contato com outros grãos de ortopiroxênio, biotita, plagioclásio e quartzo. A razão $Mg/(Fe + Mg)$ e o teor de Al são homogêneos, com variação de 0,60 a 0,63 e 0,26 a 0,35 *apfu*, respectivamente (Figura 18c). O quarto grão analisado é idioblástico e está em contato com ortopiroxênio, ilmenita, quartzo, plagioclásio e com formação de hornblenda na borda. A razão molecular $Mg/(Fe + Mg)$ e o teor de Al são praticamente homogêneos com variação de 0,58 a 0,61 e 0,27 a 0,32 *apfu*, respectivamente, com pequeno acréscimo de Al no núcleo em relação à borda (Figura 18d).

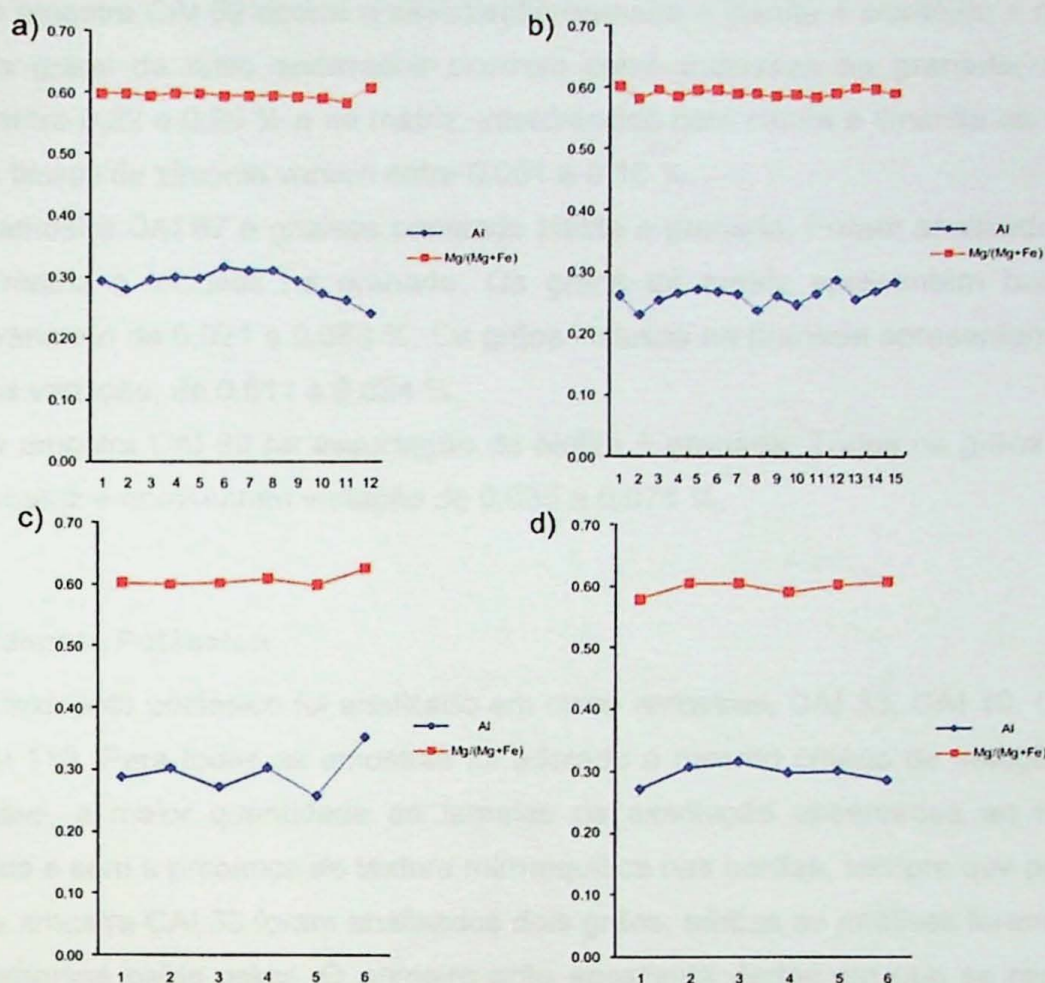


Fig. 18. Perfis de variação composicional (*apfu*) dos quatro grãos de ortopiroxênio da amostra CAI43.

6.2.4. Rutilo

As amostras CAI 14A1 e CAI 14A2 apresentam associação mineral composta por sillimanita + cordierita + granada + espinélio. Os grãos de rutilo analisados estão inclusos em porfiroblastos de granada ou em cordierita, ou na matriz em grãos bem desenvolvidos em contato com a granada e, por vezes, com biotita. Os grãos inclusos em granada são pequenos e apresentaram teores maiores de zircônio no núcleo, com valores mais homogêneos quando comparados aos da matriz, variando de 0,23 a 0,51 %, os grãos inclusos em cordierita apresentaram teores de 0,40 a 0,59 %. Os grãos analisados na matriz apresentam diferenças no teor de zircônio relacionado ao tamanho dos grãos. Os grãos menores apresentam teores mais baixos de zircônio no núcleo, variando de 0,02 a 0,23 %, e os grãos mais desenvolvidos variaram de 0,33 a 0,46 %.

A amostra CAI 56 apresenta associação de granada + estauroлита + cianita. Os grãos de rutilo estão bem desenvolvidos na matriz e em contato com estauroлита e granada. Os teores de zircônio variam pouco de 0,02 a 0,04 %.

Na amostra CAI 62 ocorre a associação granada + cianita + cloritóide + muscovita + clorita. Os grãos de rutilo analisados ocorrem como inclusões na granada, com teores variando entre 0,22 e 0,29 % e na matriz, intercrescido com clorita e ilmenita ou isolados na matriz, os teores de zircônio variam entre 0,001 e 0,16 %.

A amostra CAI 67 é gnaiss contendo biotita e granada. Foram analisados grãos de rutilo na matriz e inclusos na granada. Os grãos da matriz apresentam baixo teor de zircônio, variando de 0,021 a 0,083 %. Os grãos inclusos na granada apresentam teor maior com pouca variação, de 0,611 a 0,624 %.

Na amostra CAI 69 há associação de biotita + granada. Todos os grãos analisados estão na matriz e apresentam variação de 0,035 a 0,074 %.

6.2.5. Feldspato Potássico

O feldspato potássico foi analisado em cinco amostras, CAI 33, CAI 40, CAI 44, CAI 105 e CAI 110. Para todas as amostras foi adotado o mesmo critério de seleção de grãos para análise, a maior quantidade de lamelas de exsolução observadas ao microscópio petrográfico e sem a presença de textura mirmequítica nas bordas, sempre que possível.

Na amostra CAI 33 foram analisados dois grãos, ambas as análises foram feitas com pontos dispersos pelos grãos. O primeiro grão apresenta dados em que se registra ora a fase hospedeira, ora a lamela de exsolução, isto ocorre devido à espessura muito fina das lamelas, às vezes com 3 a 8 μm . Na fase hospedeira, o teor de ortoclásio varia de 76 a 86 %, o teor de anortita, de 0,6 a 1 % e o teor de albita, de 13 a 23 %, nas lamelas o teor de ortoclásio varia de 1,5 a 20,6 %, o teor de anortita varia de 18 a 31 % e o teor de albita varia de 61 a 70 % (Figura 19a). No segundo grão de feldspato foi analisada apenas a fase hospedeira, o teor de ortoclásio varia de 72 a 81 %, o teor de anortita varia de 0,6 a 2,9 % e o teor de albita varia de 18 a 26 % (Figura 19b).

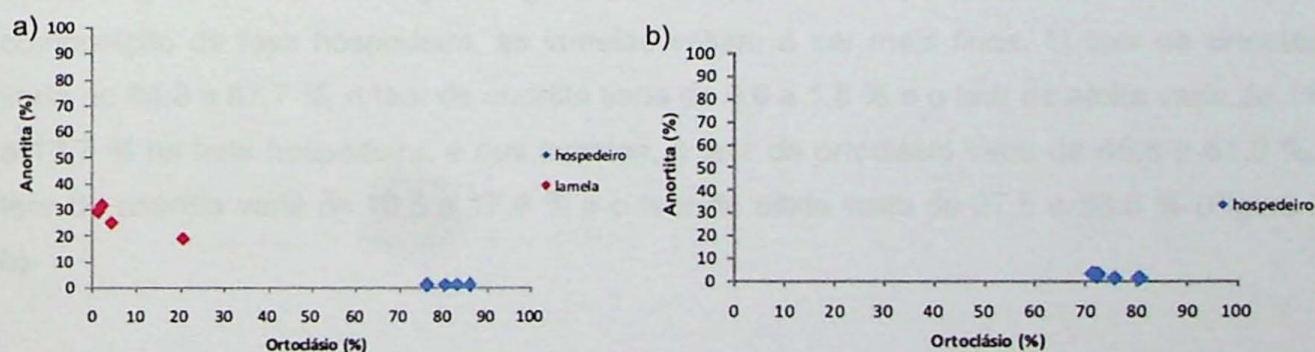


Fig. 19. Gráficos de correlação das fases hospedeira e lamela nos grãos de feldspato da amostra CAI 33.

Na amostra CAI 40 foi analisado apenas um grão de feldspato potássico, em análises pontuais aleatórias, nas quais obtiveram-se teores que caracterizam a fase hospedeira e lamelas. Na fase hospedeira, o teor de ortoclásio varia de 77 a 88 %, o teor de anortita varia entre 0,7 e 4,2 % e o teor de albita varia entre 11 e 19 %, nas lamelas, o teor de ortoclásio varia de 1,3 a 27 %, o teor de anortita varia de 28 a 45 % e o teor de albita varia de 41 a 55 % (Figura 20)

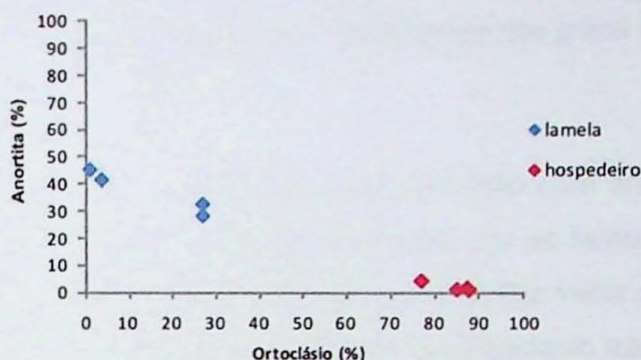


Fig. 20. Gráfico de correlação das fases hospedeira e lamela nos grãos de feldspato da amostra CAI 40.

Na amostra CAI 44 foram analisados dois grãos de feldspato potássico. No primeiro grão obtiveram-se os melhores dados entre todas as amostras analisadas de feldspato potássico. Foi possível fazer dois perfis, nos quais, em um foi analisado apenas a fase hospedeira e no outro a maior parte composta apenas pelas lamelas com poucas análises pontuais registrando fase hospedeira. Vale ressaltar, que as lamelas deste grão estão mais espessas quando comparadas às lamelas dos outros grãos. No perfil feito para analisar a fase hospedeira, o teor de ortoclásio varia de 69,4 a 91 %, o teor de anortita varia de 0,5 a 8,2 % e o teor de albita varia de 8,6 a 22,5 %, no perfil das lamelas, o teor de ortoclásio varia de 28 a 69 %, o teor de anortita varia de 8,3 a 26 % e o teor de albita varia de 22,8 a 46 % (Figura 21 a). No segundo grão analisado, a maior parte das análises apresenta composição da fase hospedeira, as lamelas voltam a ser mais finas. O teor de ortoclásio varia de 84,8 a 87,7 %, o teor de anortita varia de 0,6 a 1,8 % e o teor de albita varia de 11,1 a 13,7 % na fase hospedeira, e nas lamelas, o teor de ortoclásio varia de 45,8 a 61,9 %, o teor de anortita varia de 10,6 a 17,6 % e o teor de albita varia de 27,5 a 36,6 % (Figura 21 b).

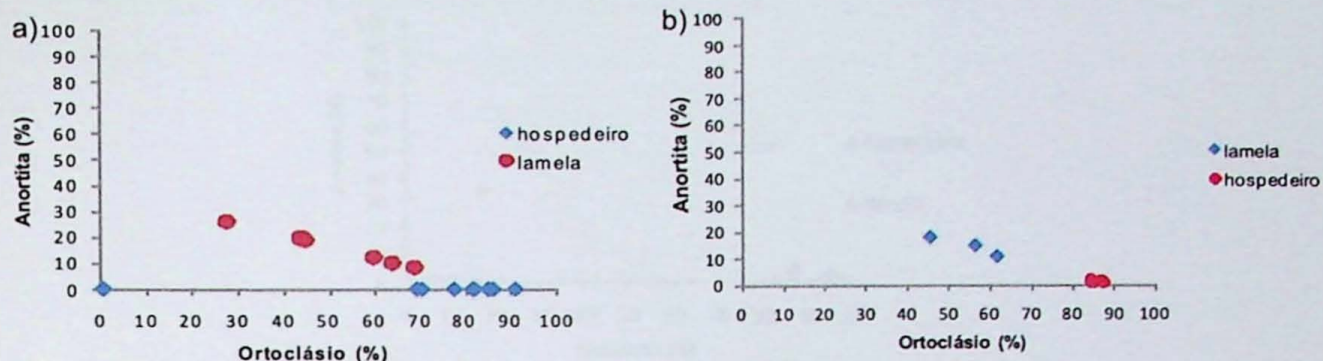


Fig. 21. Gráfico de correlação das fases hospedeira e lamela nos grãos de feldspato da amostra CAI 44.

Na amostra CAI 105 foi analisado apenas um grão com análises pontuais aleatórias, ora caracterizando a composição da fase hospedeira, ora as lamelas. Na fase hospedeira, o teor de ortoclásio varia de 80,9 a 91,7 %, o teor de anortita varia de 0,7 a 4,4 % e o teor de albita varia de 7,6 a 11,4 % e nas lamelas, o teor de ortoclásio varia de 1,4 a 52,9 %, o teor de anortita varia de 24,2 a 56,5 % e o teor de albita varia de 27,2 a 44,6 % (Figura 22).

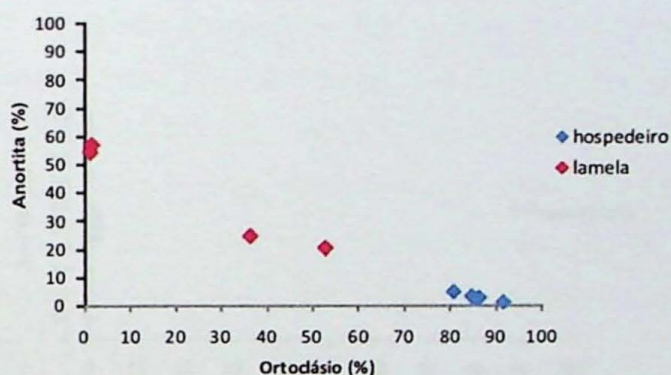


Fig. 22. Gráfico de correlação das fases hospedeira e lamela nos grãos de feldspato da amostra CAI 105.

Na amostra CAI 110 foi analisado um único grão de feldspato com maior parte das análises com composição da fase hospedeira e apenas um ponto registrando composição das lamelas. O teor de ortoclásio varia de 86,3 a 94,4 %, o teor de anortita varia de 0,4 a 3,9 % e o teor de albita varia de 11,1 a 13,7 % na fase hospedeira, e nas lamelas, o teor de ortoclásio registrado é de 17,3 %, o teor de anortita, 35 % e o teor de albita, 47,7 % (Figura 23).

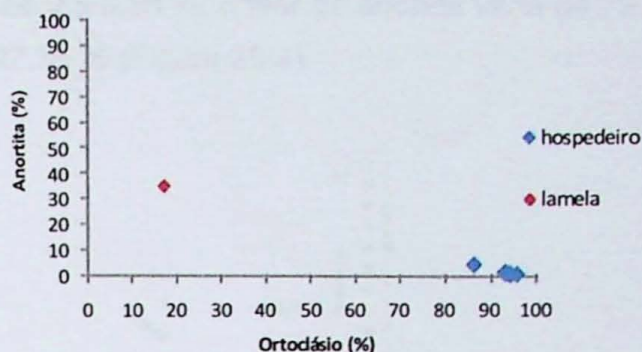


Fig. 23. Gráfico de correlação das fases hospedeira e lamela nos grãos de feldspato da amostra CAI 110.

6.2.6. Plagioclásio

Grãos de plagioclásio foram analisados em quatro amostras, CAI 40, CAI 43, CAI 44 e CAI 110. Na amostra CAI 40 foi analisado um único grão com perfil borda – núcleo – borda. O teor de ortoclásio varia de 0,9 a 1,1 %, o teor de anortita varia de 46,1 a 53,5 % e o teor de albita varia de 43,7 a 52,8 % (Figura 24).

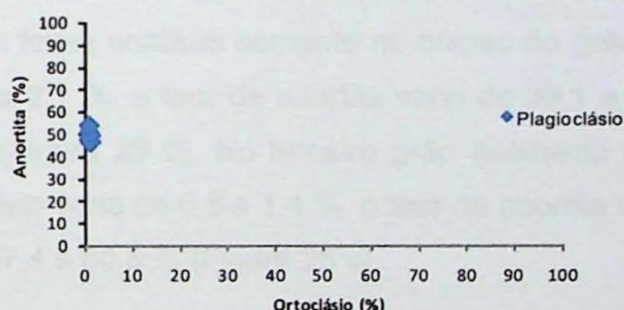


Fig. 24. Gráfico de correlação do teor de anortita e ortoclásio no grão de plagioclásio da amostra CAI 40.

Na amostra CAI 43 foram analisados cinco grãos de plagioclásio. No grão 1 analisado, o teor de ortoclásio varia de 0,10 a 0,70 %, o teor de anortita varia de 70,45 a 80,16 % e o teor de albita varia de 19,40 a 29,03 % (Figura 25 a). No grão 2, o teor de ortoclásio varia de 0,10 a 0,78 %, o teor de anortita varia de 58,67 a 76,68 % e o teor de albita varia de 23,22 a 40,94 % (Figura 25 b). No grão 3, o teor de ortoclásio varia de 0,19 a 1,01 %, o teor de anortita varia de 58,41 a 78,97 % e o teor de albita varia de 20,62 a 41,10 % (Figura 25 c). No grão 4, o teor de ortoclásio varia de 0,27 a 0,7 %, o teor de anortita varia de 61,77 a 79,78 % e o teor de albita varia de 19,89 a 37,54 % (Figura 25 d). No grão 5, o

teor de ortoclásio varia de 0 a 0,39 %, o teor de anortita varia de 72,55 a 78,26 % e o teor de albita varia de 21,52 a 27,35 % (Figura 25 e).

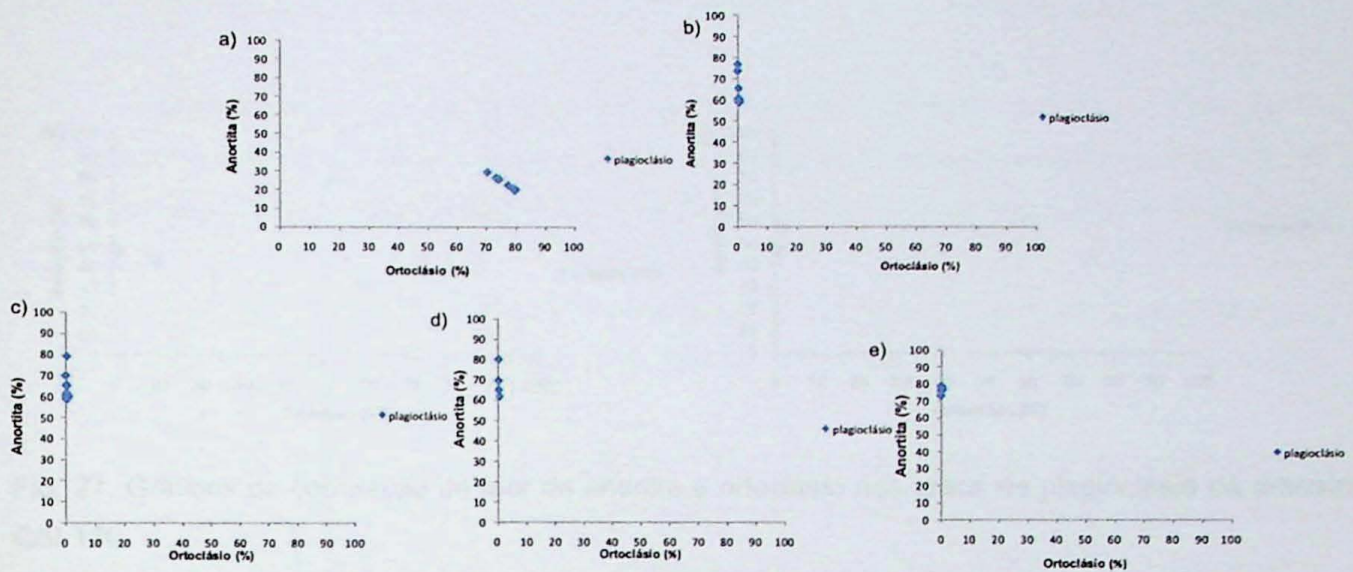


Fig. 25. Gráficos de correlação do teor de anortita e ortoclásio nos grãos de plagioclásio da amostra CAI 43.

Na amostra CAI 44 foram analisados três grãos de plagioclásio. O primeiro grão analisado é pequeno e foram feitos apenas três pontos, sendo dois nas bordas e um núcleo. No segundo grão foram feitas análises somente no núcleo do grão (Figura 26 a). O teor de ortoclásio varia de 0,7 a 2,1 %, o teor de anortita varia de 39,1 a 41,3 % e o teor de albita varia de 58 a 59,9 % (Figura 26 b). No terceiro grão analisado foi feito perfil de borda a borda. O teor de ortoclásio varia de 0,8 a 1,4 %, o teor de anortita varia de 37,8 a 41,8 % e o teor de albita varia de 57,4 a 60,8 % (Figura 26 c).

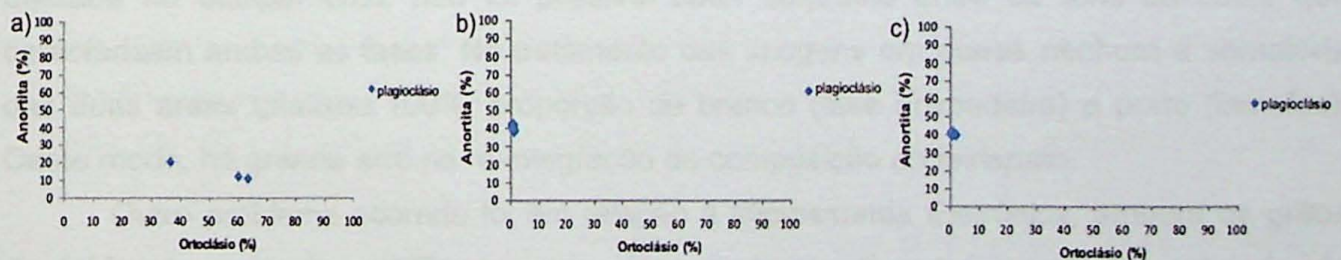


Fig. 26. Gráficos de correlação do teor de anortita e ortoclásio nos grãos de plagioclásio da amostra CAI 44.

Na amostra CAI 110 foram analisados dois grãos de plagioclásio. No primeiro grão foi feito perfil borda – núcleo – borda. O teor de ortoclásio varia de 1 a 10,1 %, o teor de anortita varia de 41,1 a 47,6 % e o teor de albita varia de 48,8 a 52,2 % (Figura 27 a). No

segundo grão também foi feito perfil borda – núcleo – borda. O teor de ortoclásio varia de 0,8 a 2 %, o teor de anortita varia de 44,9 a 57,4 % e o teor de albita varia de 41,7 a 54,2 % (Figura 27 b)

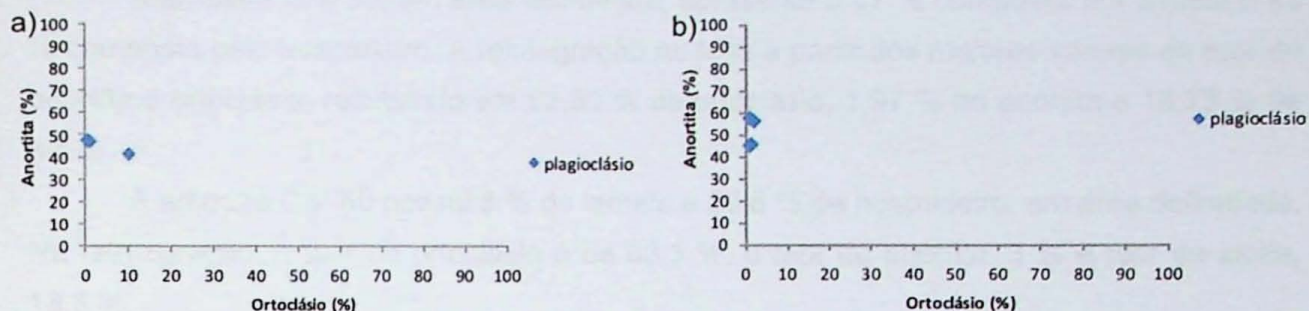


Fig. 27. Gráficos de correlação do teor de anortita e ortoclásio nos grãos de plagioclásio da amostra CAI 110.

6.2.7. Reintegração da composição dos feldspatos

A reintegração da composição dos feldspatos foi feita utilizando a proporção de lamelas e de fase hospedeira em área delimitada do grão onde ocorre grande quantidade de exsolução. Os resultados obtidos não foram muito satisfatórios, devido às dificuldades inerentes à aquisição dos dados.

Nas imagens obtidas com o MEV não foi possível diferenciar bem as duas fases, hospedeiro e lamelas, dificultando o tratamento das imagens. Embora os grãos escolhidos tenham grande quantidade de exsolução quando vista no microscópio óptico, no microscópio eletrônico de varredura foi observado que as lamelas são muito finas, bem espaçadas entre si, poucas “afloram” na superfície do grão e com a corrente de 1 nA utilizada no equipamento, não foi possível obter contraste entre os tons de cinza que caracterizam ambas as fases. No tratamento das imagens em quase nenhum a somatória das duas áreas totalizou 100%, proporção de branco (fase hospedeira) e preto (lamelas). Deste modo, há grande erro na re-integração da composição do feldspato.

Outro problema ocorrido foi em relação à Microsonda Eletrônica, embora os grãos de feldspato potássico analisados nas cinco amostras tivessem grande quantidade de lamelas de exsolução, a obtenção dos dados da análise química foi bem complicada, devido à espessura das lamelas.

A primeira calibração do feixe de elétrons foi feita com 5 µm de diâmetro contendo na análise Sr e Ba. Como as lamelas são muito finas e espaçadas, o feixe também registrava parte da fase hospedeira, dando resultado errôneo. Uma das soluções tentadas foi a utilização de feixe com diâmetro maior para englobar diversas lamelas, porém o grande

espaçamento entre elas também não resultaria em bom resultado. Tentou-se uma segunda calibração, com o diâmetro do feixe em 2 μm e retirou-se a análise de Sr e Ba, e mesmo assim, a maior parte das lamelas era menor que o diâmetro do feixe. Não seria possível nova diminuição do diâmetro do feixe, pois haveria perda na quantificação do Na que é volátil.

A amostra CAI 33, em área delimitada, apresenta 0,57 % composta por lamela e 93 % composta pelo hospedeiro. A reintegração foi feita a partir dos maiores valores de teor de anortita e ortoclásio, resultando em 82,30 % de ortoclásio, 1,97 % de anortita e 15,73 % de albita.

A amostra CAI 40 possui 8 % de lamela e 89,6 % de hospedeiro, em área delimitada. Na reintegração, o teor de ortoclásio é de 83,3 %, o teor de anortita, 3 % e teor de albita, 13,8 %.

Na amostra CAI 44, o grão 1 apresenta 1,97 % de lamela de 80 % de hospedeiro. O teor de ortoclásio na reintegração é de 81,7 %, o teor de anortita, 4,2 % e o teor de albita, 14,1 %. O grão 2 apresenta 8,7 % de lamela e 88,6 % de hospedeiro. Na reintegração, o teor de ortoclásio é 83,9 %, o teor de anortita, 2,7 % e o teor de albita, 13,4 %.

A amostra CAI 105 apresenta 7,5 % de lamela e, 91,4 % de hospedeiro. Na reintegração, o teor de ortoclásio é 85 %, o teor de anortita, 5 % e o teor de albita, 10 %.

A amostra CAI 110 apresenta 10,9 % de lamela, e 86,8 % de hospedeiro. Na reintegração, o teor de ortoclásio é 86,7 %, teor de anortita, 4,4 % e teor de albita 8,9 %.

6.2.8. Rutilo

As amostras CAI 14A1 e CAI 14A2 apresentam associação mineral composta por sillimanita + cordierita + granada + espinélio. Os grãos de rutilo analisados estão inclusos em porfiroblastos de granada ou na matriz em grãos bem desenvolvidos em contato com a granada e, por vezes, com biotita. Os grãos inclusos em granada são pequenos e apresentaram teores maiores de zircônio no núcleo, com valores mais homogêneos quando comparados aos da matriz, variando de 0,33 a 0,35 % e 0,43 a 0,44 %. Os grãos analisados na matriz apresentam diferenças no teor de zircônio relacionado ao tamanho dos grãos. Os grãos menores apresentam teores mais baixos de zircônio no núcleo, variando de 0,02 a 0,23 %, e os grãos mais desenvolvidos variaram de 0,33 a 0,46 %.

A amostra CAI 56 apresenta associação de granada + estaurolita + cianita. Os grãos de rutilo estão bem desenvolvidos na matriz e em contato com estaurolita e granada. Os teores de zircônio variam pouco de 0,02 a 0,04 %.

Na amostra CAI 62 ocorre a associação granada + cianita + cloritóide + muscovita + clorita. Os grãos de rutilo analisados ocorrem como inclusões na granada ou na matriz,

intercrescido com clorita e ilmenita ou isolados na matriz, os teores de zircônio variam entre 0 e 0,16 %.

A amostra CAI 67 é gnaiss contendo biotita e granada. Foram analisados grãos de rutilo na matriz e inclusos na granada. Os grãos da matriz apresentam baixo teor de zircônio, variando de 0,021 a 0,083 %. Os grãos inclusos na granada apresentam teor maior com pouca variação, de 0,611 a 0,624 %.

Na amostra CAI 69 há associação de biotita + granada. Todos os grãos analisados estão na matriz e apresentam variação de 0,035 a 0,074 %.

7. Metamorfismo

7.1. Petrologia e Evolução Metamórfica

7.1.1. Granulito Máfico

O granulito máfico tem como paragênese ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio (Figura 28)

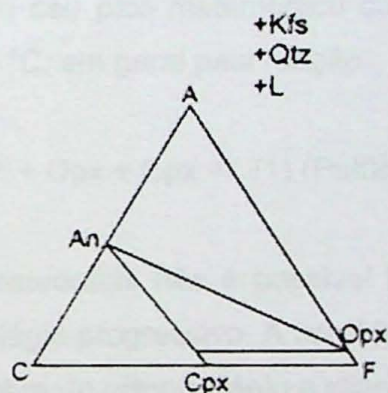


Fig.28. Diagrama ACF indicando a paragênese dos granulitos máficos.

Com base no diagrama determinado por reações experimentais retiradas de Pattinson *et al* (2003), a paragênese destas rochas indica condições de fácies granulito com condições *P-T* mínimas de 850 °C de temperatura e 3 a 10 kbar de pressão (Figura 29).

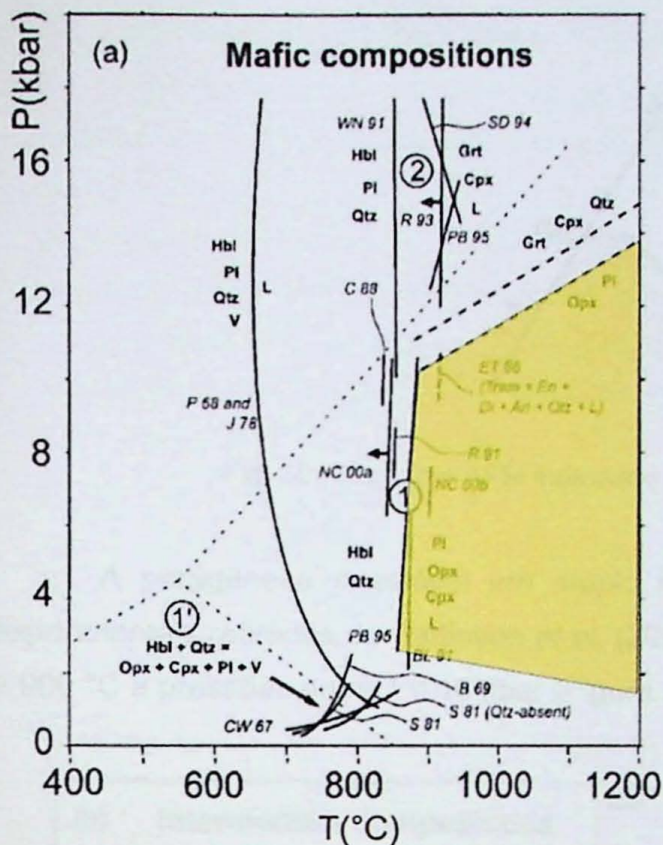
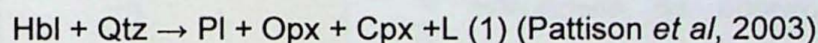


Fig. 29. Diagrama P - T com curvas experimentais com o campo de estabilidade de ortopiroxênio em rochas máficas destacado em amarelo. Retirado de Pattison *et al*, (2003).

O granulito máfico atingiu seu pico metamórfico com a formação do ortopiroxênio, com temperatura mínima de 850 °C, em geral pela reação:



Porém, para as rochas estudadas não é possível fazer tal afirmação, pois não há evidências de hornblenda em estágio progressivo. A hornblenda encontrada caracteriza fase retrometamórfica, a partir da quebra do ortopiroxênio e clinopiroxênio. A hipótese que se tem é de que na reação hornblenda + quartzo, a hornblenda tenha sido totalmente consumida para formar ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio ± fundido.

7.1.2. Granulito Félsico

O granulito félsico apresenta como paragênese feldspato potássico + granada + ortopiroxênio ± plagioclásio (Figura 30).

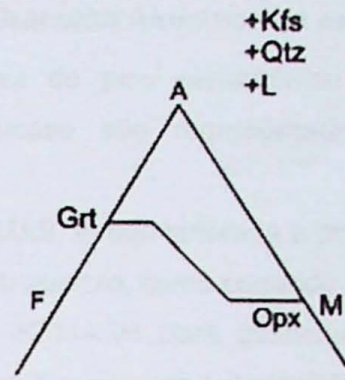


Fig. 30. Diagrama AFM indicando a paragênese de granulito félsico.

A paragênese é estável em amplo intervalo P - T , porém, com base nas curvas experimentais retiradas de Pattinson *et al*, (2003), as temperaturas mínimas estão entre 800 e 900 °C e pressões entre 1 e 15 kbar (Figura 31).

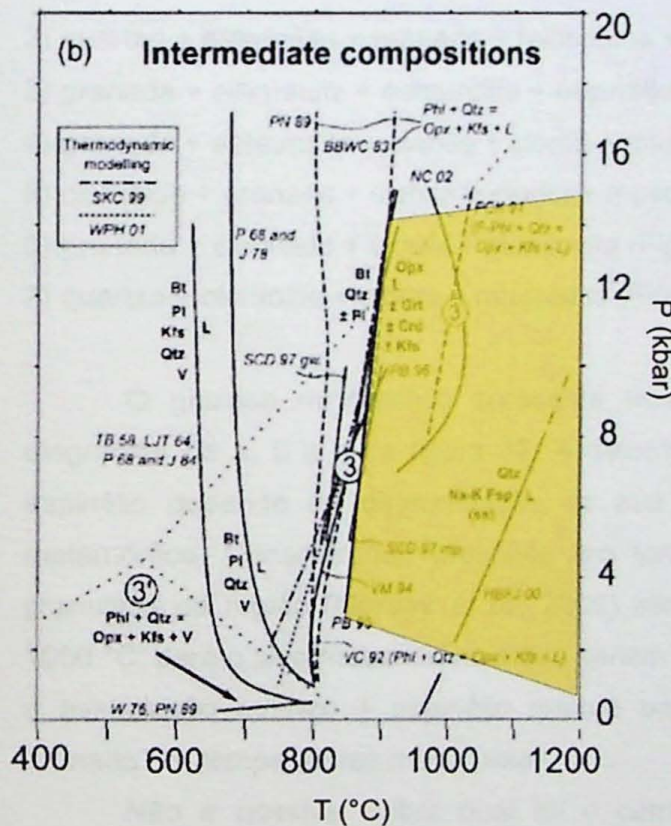
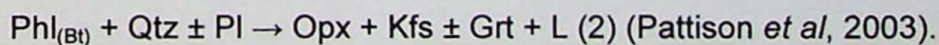


Fig. 31. Diagrama P - T com curvas experimentais com o campo de estabilidade de ortopiroxênio em rochas félsicas destacado em amarelo. Retirado de Pattinson *et al*, (2003).

O granulito félsico atingiu o pico metamórfico em temperaturas maiores que 800 °C, similares ao granulito máfico, com a formação do ortopiroxênio. Provavelmente a reação que formou o primeiro ortopiroxênio é:



7.1.3. Gnaiss Migmatítico e Granulito Aluminoso e seus produtos retrometamórficos

As associações minerais do pico metamórfico e retrometamórficas no gnaiss migmatítico e granulito aluminoso são representadas nos seguintes diagramas de compatibilidade.

- a) diagrama AFM no sistema FMAS, sendo ignorada a presença de biotita e feldspatos, com projeção na face AFM a partir do quartzo, como sugerido por Hensen & Green (1971);
- b) diagrama AFM no sistema KFMASH para associações com cordierita + granada + sillimanita, em coexistência com líquido (em substituição a H_2O) e projeção feita na face AFM a partir do feldspato potássico;
- c) diagrama AFM no sistema KFMASH para as paragéneses retrometamórficas com quartzo, muscovita e H_2O em excesso. Diagrama AFM clássico de Thompson (1957).

Para o gnaiss migmatítico, granulito aluminoso e rochas retrometamórficas foram definidas sete associações minerais (Figura 32).

- 1) espinélio + quartzo + ortoclásio + rutilo $\pm$ sillimanita $\pm$ granada (Figura 32a);
- 2) quartzo + sillimanita + granada + feldspatos $\pm$ cordierita $\pm$ ilmenita (Figura 32b);
- 3) granada + sillimanita + estauroлита + espinélio (Figura 32c);
- 4) granada + estauroлита + cianita + clorita + muscovita (Figura 32d);
- 5) cloritóide + granada + cianita + clorita + muscovita (Figura 32e);
- 6) granada + cloritóide + clorita + muscovita (Figura 32f);
- 7) quartzo + cloritóide + clorita + muscovita (Figura 32g).

O gnaiss migmatítico apresenta três associações minerais, já definidas pelos diagramas da a, b e c da figura 32. A determinação das condições P - T das rochas com espinélio depende da determinação da sua coexistência com quartzo durante o pico metamórfico. Considerando pressões em torno de 9 kbar, já determinadas em outros granulitos da região (Moraes *et al.*, 2002) seriam necessárias temperaturas ultra-altas, ~ 1050 °C, para o pico metamórfico e que seriam também as condições P - T mínimas para que a associação quartzo + espinélio quebre para sillimanita + granada + cordierita, esta formada em temperaturas mais baixas.

Não é possível saber qual foi o caminho progressivo do metamorfismo nessas rochas, a trajetória P - T foi inferida com base em observações texturais, nas quais se vê que a rocha passou do campo da estabilidade do espinélio + quartzo para o campo de sillimanita + granada $\pm$ cordierita (Figura 33).

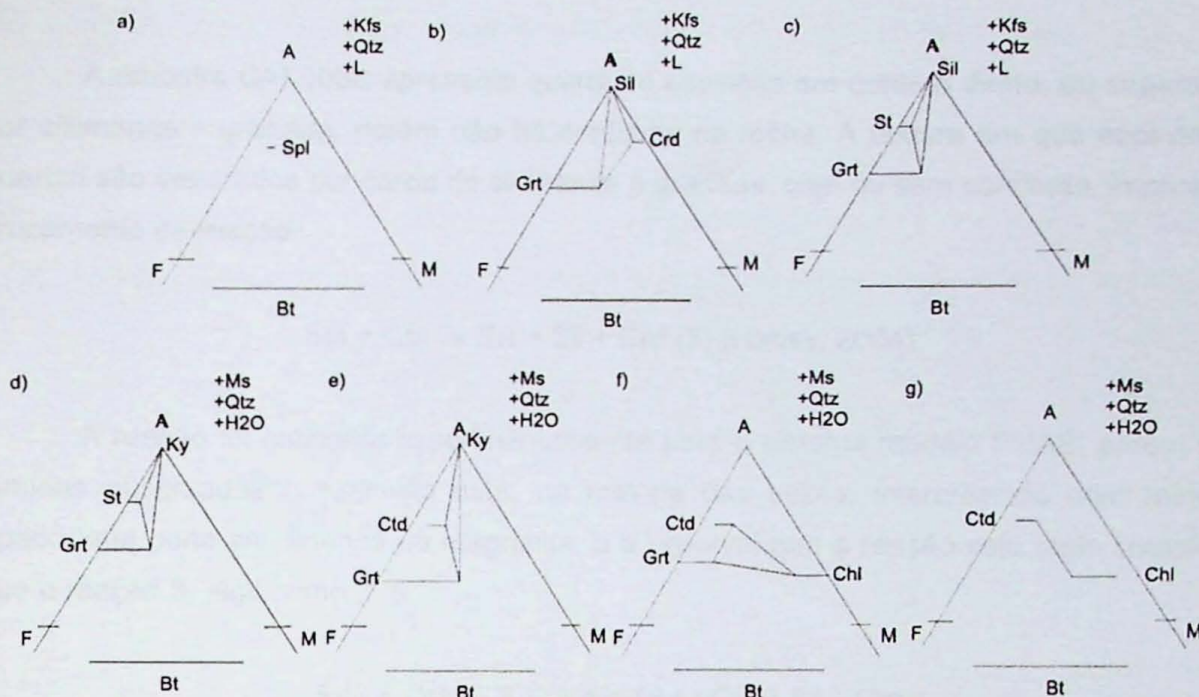


Fig. 32. Diagramas indicando paragênese de granulitos pelíticos. Fig. a) diagrama AFM no sistema FMAS de Hensen & Green (1971) indicando paragênese com espinélio, b) diagrama AFM indicando paragênese com sillimanita, cordierita e granada, c) diagrama AFM indicando paragênese com sillimanita, estauroлита e granada, d) diagrama indicando paragênese com estauroлита, cianita e granada, d) diagrama AFM indicando paragênese com cianita, granada e cloritóide, f) diagrama AFM indicando paragênese com granada, cloritóide e clorita, g) diagrama AFM indicando paragênese com cloritóide e clorita.

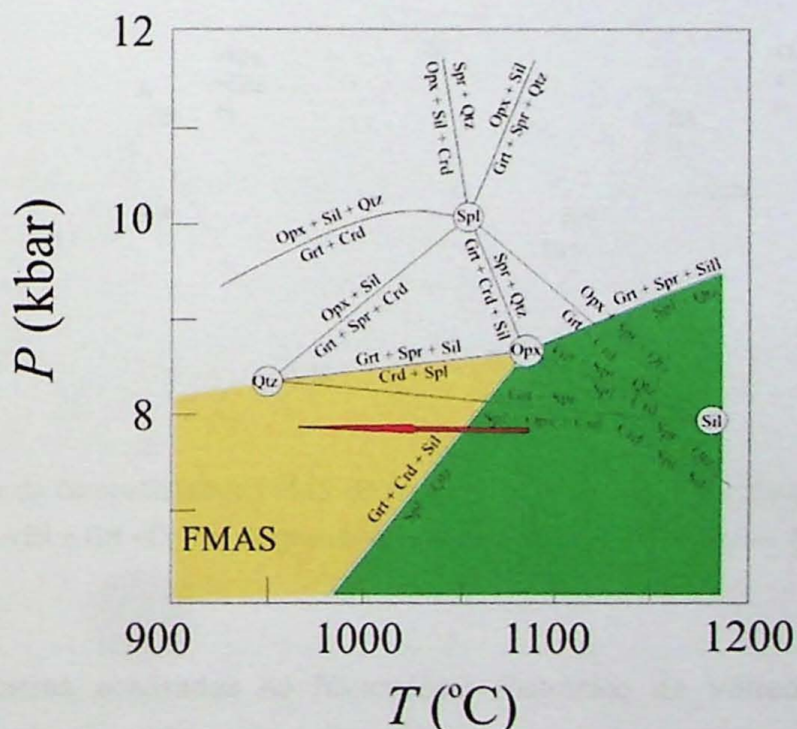
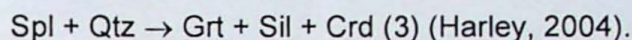
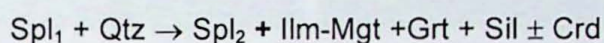


Fig. 33. Diagrama P - T com curvas experimentais com os campos de estabilidade das associações espinélio + quartzo (verde) e granada + cordierita + sillimanita (amarelo) em rochas pelíticas da fácies granulito. A seta vermelha indica parte da trajetória P - T inferida para as rochas estudadas. Retirado de Harley (2004).

A amostra CAI 105B apresenta quartzo e espinélio em contato direto, ou separados por sillimanita + granada, porém não há cordierita na rocha. A textura em que espinélio e quartzo são separados por coroa de sillimanita e granada, com ou sem cordierita, implica no cruzamento da reação:



A reação foi calibrada experimentalmente para o sistema modelo FMAS, porém nas lâminas observadas o espinélio está, na maioria das vezes, intercrescido com mineral opaco, que pode ser ilmenita ou magnetita, e é possível que a reação seja mais complexa que a reação 3, algo como:



A cristalização de cordierita depende da composição do espinélio, o qual apresenta X_{Mg} da mesma ordem da granada. Nesse caso, o espinélio é colinear com granada e sillimanita e nenhuma cordierita deve ser formada pela sua quebra, como observado no granulito aluminoso representado no diagrama AFM (Figura 34 a). Se o espinélio for rico em Mg, a sua quebra produz granada mais rica em Fe, cordierita e sillimanita como observado no gnaiss migmatítico e representado no diagrama AFM (Figura 34 b).

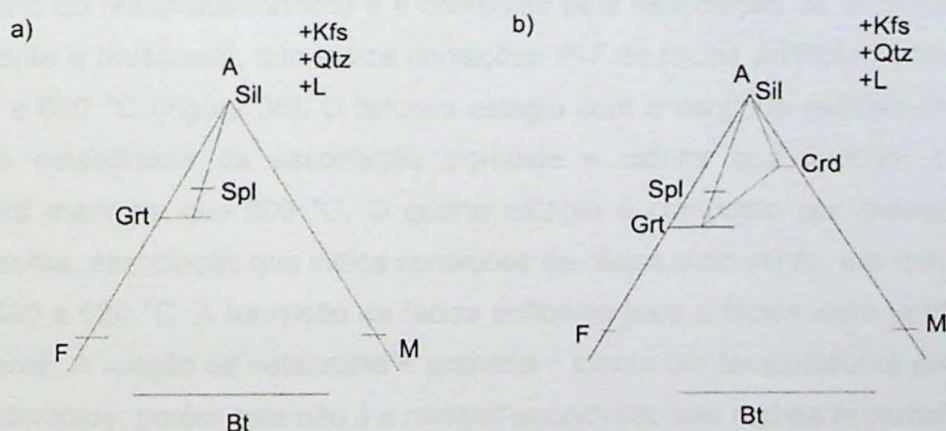


Fig. 34. Diagrama de compatibilidade FMAS de Hensen & Green (1971). a) diagrama representa a reação $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Crd}$, b) diagrama representa a reação $\text{Spl}_1 + \text{Qtz} \rightarrow \text{Spl}_2 + \text{Ilm-Mgt} + \text{Grt} + \text{Sil}$.

Nas amostras analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura foi possível observar que alguns grãos de plagioclásio apresentam núcleo euédrico com sobrecrecimentos que preenchem o espaço entre os grãos vizinhos, e apresentam

inclusões de grãos de forma arredondada. (Figura 35 a, b). Estas texturas podem ser interpretadas com cristalização tardia de plagioclásio a partir do líquido silicático presente na rocha sobre grãos residuais de quartzo (Sawyer, 2001).

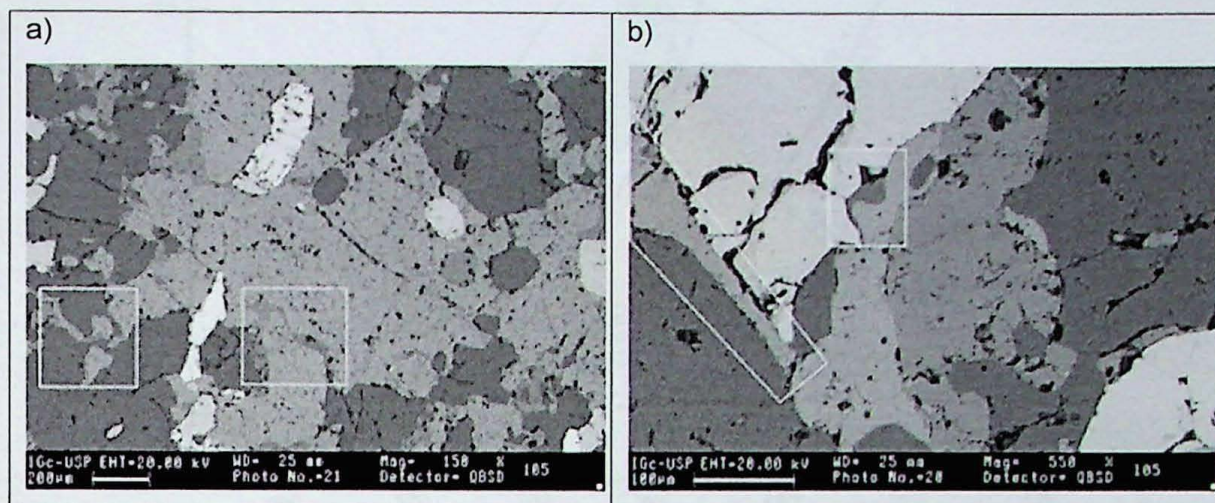


Fig. 35. Imagens de MEV da amostra CAI 105 ilustrando texturas anatéticas entre os grãos de feldspato potássico (a) e plagioclásio (b).

Os produtos retrometamórficos apresentam quatro paragêneses com as quais podemos definir quatro estágios para o retrometamorfismo com condições $P-T$ diferentes. O primeiro estágio pode ser interpretado como a primeira feição que destruiu a paragênese do pico metamórfico e tem estauroлита como principal fase e que destruiu a associação com sillimanita, granada e espinélio. O segundo estágio pode ser considerado como estágio intermediário do retrometamorfismo e é composto pela associação de estauroлита, granada, cianita, clorita e muscovita, que indica condições $P-T$ de fácies anfibolito com temperatura entre 550 e 690 °C (Figura 36). O terceiro estágio com o continuo resfriamento, chega ao campo de estabilidade da associação cloritóide e cianita que indicam condições de temperatura menores que 600 °C. O quarto estágio é composto por granada, cloritóide, cianita e clorita, associação que indica condições de fácies xisto verde, em temperaturas em torno de 480 a 520 °C. A transição da fácies anfibolito para a fácies xisto verde não ocorre gradualmente. A reação de estauroлита + granada + clorita em temperaturas próximas a 560 °C forma cloritóide, porém este não é o mineral encontrado nas rochas retrometamórficas de fácies xisto verde. O cloritóide formado compõe campo de estabilidade junto à cianita, estauroлита, e clorita com temperaturas entre 520 e 560 °C. A reação de clorita + estauroлита é a responsável pela formação de cloritóide + cianita, paragênese encontrada em algumas rochas retrometamórficas do Complexo Anápolis – Itauçu. As rochas deste campo de estabilidade intermediário entre as fácies ainda não foi encontrado em campo (Figura 36).

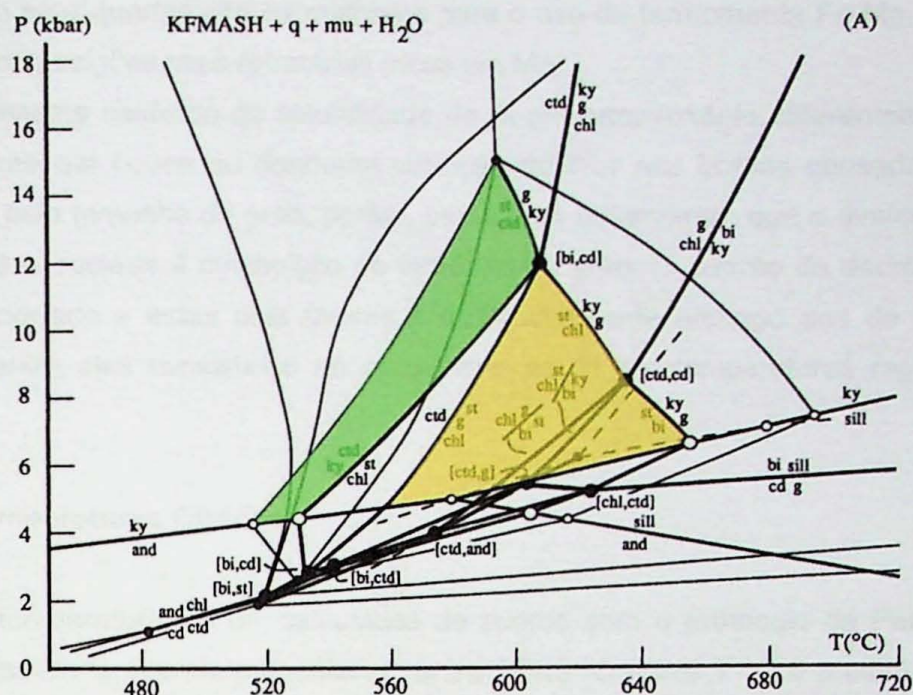


Fig. 36 Grade petrogenética calculado com programa THERMOCALC (retirado de Powell & Holland, 1990). Estão salientados os campos de estabilidade das associações estaurolita + granada + cianita (amarelo) e cloritóide + cianita (verde) em rochas pelíticas de fácies anfibolito e xisto verde.

7.2. Geotermobarometria

A geotermobarometria é o conjunto de técnicas utilizadas para estimar condições de temperatura e pressão atingidas durante o pico metamórfico. Estas variáveis são dependentes da constante de equilíbrio (K) de uma reação entre os membros finais dos minerais que compõem a rocha. Essa constante pode ser determinada pela composição de minerais coexistentes na rocha (Spear, 1989 *apud* Moraes, 1997).

7.2.1. Geotermômetro granada – ortopiroxênio e teor de Al em ortopiroxênio

A troca catiônica de Fe - Mg é a base de muitos geotermômetros envolvendo minerais ferromagnesianos, porém, outros sistemas catiônicos, como a solubilidade de Al em ortopiroxênio, podem também ser úteis para estimar condições de pico metamórfico em granulitos (Pattison & Bégin, 1994).

Em relação à troca Fe-Mg, os autores constataram que o tamanho do grão e o contato mineral influem diretamente nesta variação. Perfis em grãos pequenos de granada mostram pequeno aumento de Fe na composição por todo o grão, quando em contato com ortopiroxênio ou biotita, mostrando que ocorre reequilíbrio em baixa temperatura e, portanto, não registram mais a composição do pico metamórfico. Já grãos maiores rodeados por

plagioclásio e/ou quartzo são os melhores para o uso da termometria Fe-Mg, pois o núcleo preserva composições mais refratárias (ricas em Mg).

O sistema catiônico de solubilidade de Al em ortopiroxênio, diferentemente da troca Fe-Mg, apresenta pouca ou nenhuma variação do teor nas bordas causado pelo contato mineral ou pelo tamanho do grão, porém, os autores observaram que a diminuição de Al no núcleo está associada à diminuição do tamanho do grão. O padrão de decréscimo do teor de Al relacionado a estes dois fatores é qualitativamente análogo aos de Fe-Mg com a diferença entre eles consistindo no reequilíbrio do Al em temperaturas regressivas mais altas.

7.2.1.1. Temperaturas Obtidas

As temperaturas foram calculadas de acordo com o protocolo de Pattison & Bégin (1994) registram temperaturas similares, entre 974,3 °C e 988,7 °C e pressão em torno de 10 kbar nos três campos analisados. Os cálculos foram feitos utilizando os teores de Fe, Mg e Ca do grão de granada 1 variando somente os grãos de ortopiroxênio. No campo 1, o grão de ortopiroxênio 1 está em contato com ortopiroxênio, ilmenita, quartzo e biotita. Ocorre decréscimo em uma das bordas na razão $Mg/(Fe + Mg)$ e ligeiro aumento no teor de Al no núcleo (Figura 18 a). A temperatura calculada neste campo foi de 988,7 °C em 9,82 kbar. No campo 2, o grão de ortopiroxênio 2 está em contato com quartzo, plagioclásio e ilmenita e apresenta ligeiro aumento nas bordas na razão $Mg/(Fe + Mg)$, com variação irregular no teor de Al (Figura 18 b). A temperatura obtida foi de 974,3 °C em 10,63 kbar. No campo 3, o grão de ortopiroxênio 4 está em contato com ortopiroxênio, ilmenita, quartzo, plagioclásio e com formação de hornblenda nas bordas. A razão $Mg/(Fe + Mg)$ e teor de Al são homogêneos, com pequeno aumento deste último no núcleo (Figura 18 c). A temperatura obtida foi de 982,1 °C em 10,14 kbar.

As temperaturas obtidas nos três campos analisados apresentam pouca variação, mostrando que os diferentes contatos minerais dos grãos de ortopiroxênio, como previsto por Pattison & Bégin (1994), não influem na variação das temperaturas obtidas.

7.2.2. Geotermômetro de rutilo

Este termômetro é baseado no teor de zircônio em rutilo. A incorporação de zircônio em rutilo se dá em troca catiônica simples, pois tanto titânio e zircônio são tetravalentes em rutilo, e de acordo com Zack *et al.* (2004), esta incorporação é dependente da temperatura. Os autores analisaram os efeitos da temperatura no conteúdo de zircônio no rutilo em associações com quartzo – zircão – rutilo. O termômetro foi formulado de acordo com o teor máximo de zircônio em rutilo incluso em granada e piroxênio:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 127,8 \times \ln (\text{Zr ppm}) - 10$$

Os dados obtidos mostram que o rutilo incluso em grãos de granada e piroxênio preservam maiores teores de zircônio quando comparados aos grãos presentes na matriz. A calibração apresentada por esses autores é empírica e os mesmos admitem que numa determinada faixa de temperatura, o teor de zircônio em rutilo não depende da pressão.

Em estudo subsequente, Tomkins *et al.* (2007) apresentaram calibração experimental do termômetro, com experimentos reversos e verificaram que o termômetro de Zr em rutilo é dependente da pressão.

7.2.2.1. Zircônio em Rutilo (Zr em Rutilo)

Os cálculos de temperatura baseadas no teor de zircônio em rutilo foram feitos utilizando pressão de 10 kbar para todas as amostras analisadas.

As amostras CAI 14A1 e CAI 14A2 possuem associação mineral composta por sillimanita + cordierita + granada + espinélio, os grãos de rutilo inclusos em granada apresentam temperaturas entre 812 e 911 $^{\circ}\text{C}$ e os grãos inclusos em cordierita, temperaturas de 881 a 931 $^{\circ}\text{C}$, preservando não só as condições de fácies granulito, mas indicando condições de temperatura ultra alta. Os grãos presentes na matriz apresentam diferenças de teor de zircônio relacionado ao tamanho dos grãos. Os grãos menores de zircônio apresentam temperaturas entre 590,77 e 799,02 $^{\circ}\text{C}$, indicando que houve reequilíbrio químico no retrometamorfismo. Já os grãos maiores apresentam temperaturas entre 841,74 $^{\circ}$ e 879,80 $^{\circ}\text{C}$, preservando condições de fácies granulito (Figura 37).

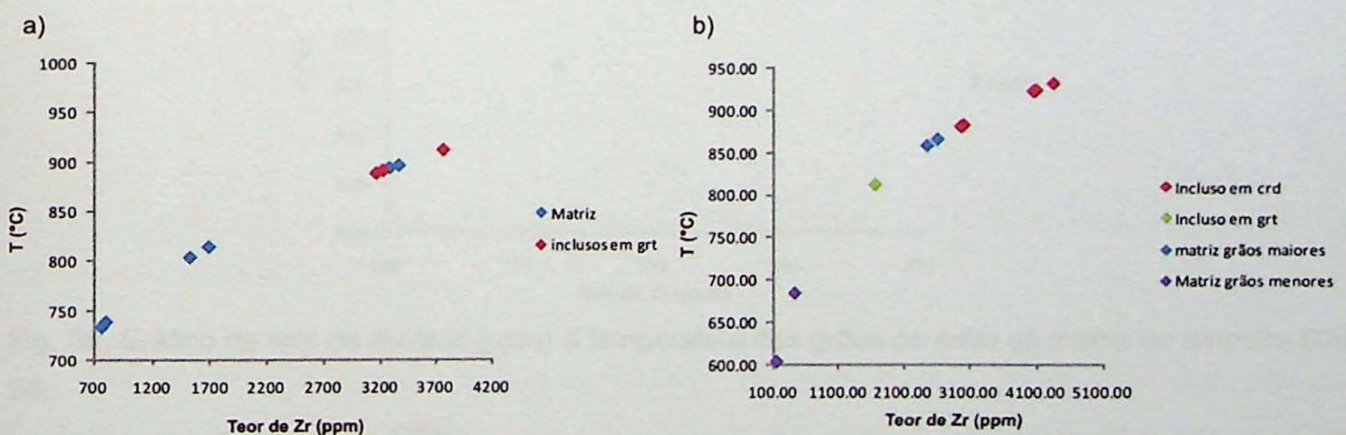


Fig. 37. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura, a) gráfico da amostra CAI 14A1 em grãos analisados na matriz e inclusos em granada, b) gráfico da amostra CAI 14A2 em grãos analisados inclusos na granada e cordierita, e grãos menores e maiores de rutilo na matriz.

A amostra CAI 40 possui associação mineral de sillimanita + granada + espinélio, os grãos de rutilo analisados apresentam temperaturas variando entre 618,12 °C e 802,04 °C, mostrando reequilíbrio químico do rutilo durante o resfriamento (Figura 38).

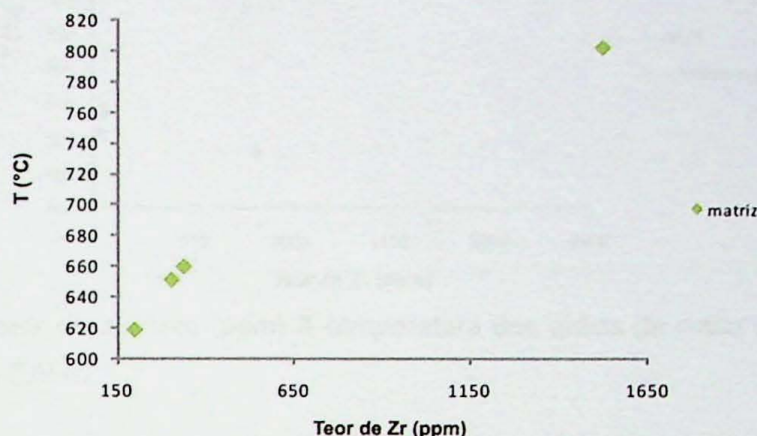


Fig. 38. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura dos grãos de rutilo da matriz da amostra CAI 40.

A amostra CAI 56 apresenta associação de granada + estaurolita + cianita, os grãos analisados apresentam temperaturas entre 584,01 e 643, 34 °C. Embora o tamanho dos grãos de rutilo seja grande, houve reequilíbrio químico “apagando” as condições do pico metamórfico (Figura 39).

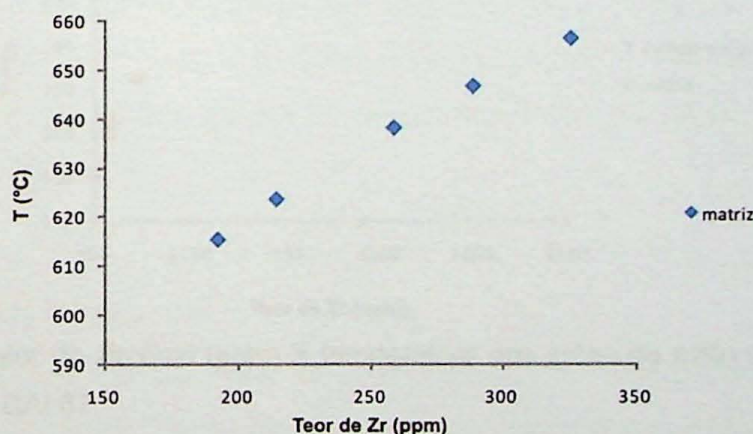


Fig. 39. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura dos grãos de rutilo da matriz da amostra CAI 56.

A amostra CAI 62 apresenta associação de granada + cianita + cloritóide + muscovita + clorita, os grãos de rutilo inclusos na granada apresentam temperaturas entre 810,27 e 839,11 °C, preservando as condições de temperatura de fácies granulito (Figura 40). Já os grãos presentes na matriz apresentam amplo intervalo de temperatura entre 424,55 e 773,84 °C registrando o reequilíbrio do rutilo durante o retrometamorfismo (Figura 41).

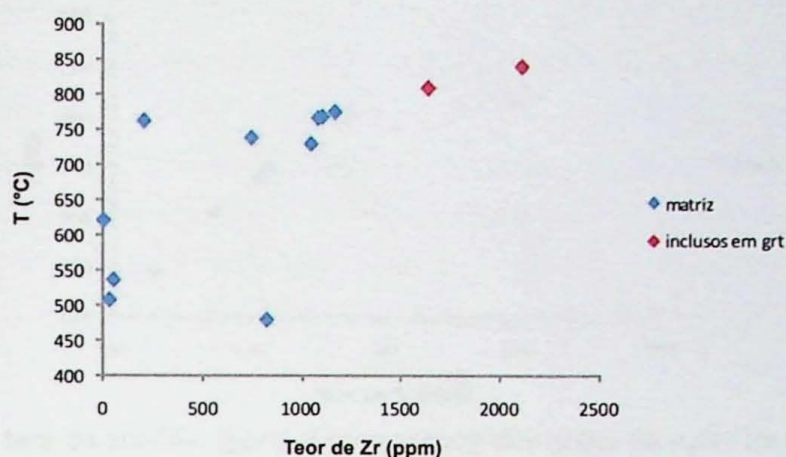


Fig. 41. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura dos grãos de rutilo da matriz e inclusos na granada da amostra CAI 62.

A amostra CAI 67 apresenta associação composta por sillimanita + granada + espinélio, os grãos inclusos na granada apresentam temperaturas entre 918,61 e 921,48 °C, registrando temperaturas ultra altas. Já os grãos na matriz foram reequilibrados quimicamente e apresentam temperaturas entre 587,46 e 697,42 °C (Figura 42).

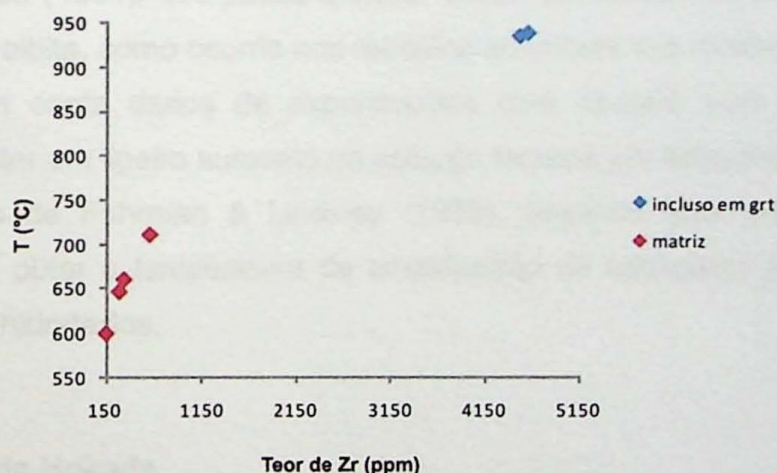


Fig. 42. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura dos grãos de rutilo da matriz e inclusos na granada da amostra CAI 67.

A amostra CAI 69 é composta por biotita + granada, todos os grãos analisados estão na matriz e apresentam temperaturas entre 625,29 e 687,17 °C, registrando a temperatura do retrometamorfismo (Figura 43).

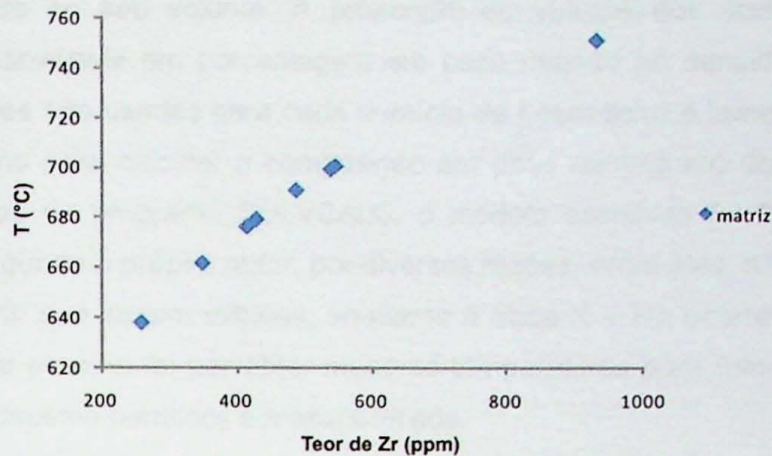


Fig. 43. Gráfico de teor de zircônio (ppm) X temperatura dos grãos de rutilo da matriz da amostra CAI 69.

7.2.3. Termômetros de feldspatos ternários

7.2.3.1. Método de Fuhrman & Lindsley

Fuhrman & Lindsley (1988), criaram modelo termodinâmico a partir de diversos outros modelos termodinâmicos envolvendo feldspatos ternários. Seguiram basicamente o modelo de Ghiorso (1984), que passa a incluir dados de volume de anortita e ortoclásio, e não só dados de albita, como ocorria nos modelos anteriores e o modelo de Seck (1971), no qual levaram em conta dados de experimentos com ajustes, com a mesma incerteza analítica, para obter um ligeiro aumento na solução ternária em temperaturas mais altas.

O modelo de Fuhrman & Lindsley (1988), segundo eles próprios, seria o mais indicado para se obter a temperatura de cristalização de feldspatos ternários de magmas quentes e pouco hidratados.

7.2.3.2. Método de Hokada

Este termômetro é baseado na dependência da temperatura da composição do solvus entre a coexistência de feldspato alcalino e plagioclásio. As composições químicas de feldspatos mesopertíticos e antipertíticos reintegrados são calculados a partir de proporções modais e análises químicas dos domínios hospedeiros e lamelas de exsolução. Este método é dependente do modelo termodinâmico de feldspato no sistema ternário ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8) (Hokada, 2001).

As composições reintegradas dos feldspatos são calculadas a partir de análises químicas dos domínios hospedeiros e lamelas homogêneas e da proporção da área que ocupam. A obtenção da área é dada por imagens feitas no microscópio eletrônico de varredura, nas quais é possível fazer estimativa da proporção da fase hospedeira e lamela o

que corresponde ao seu volume. A proporção do volume dos domínios de lamela e hospedeiro é convertida em porcentagem em peso usando as densidades dos minerais. Estas densidades são usadas para cada domínio de hospedeiro e lamela de plagioclásio e feldspato alcalino para calcular a composição em peso reintegrado do grão de feldspato. Para os cálculos no programa SOLVCALC, o modelo escolhido foi Fuhrman & Lindsley (1988), pois, segundo o próprio autor, por diversas razões, entre elas, a troca catiônica Ca – (Na, K) e Al – Si que seriam inibidas, enquanto a troca K – Na ocorreria mais facilmente. Outro motivo da escolha foi por obter menores temperaturas para feldspatos antipertíticos do que para feldspatos pertíticos e mesopertíticos.

7.2.3.3. Temperaturas Obtidas

Os dois métodos de termômetro de feldspatos ternários foram utilizados em três amostras CAI 40, CAI 44 e CAI 110. Os cálculos foram feitos com pressão de 10 kbar e os dois métodos apresentaram temperaturas diferentes, com o modelo de Hokada (2001), obtendo temperaturas mais altas que o de Fuhrman & Lindsley (1988) (Tabela 1.). Deve se ressaltar que o termômetro de feldspatos ternários não é um método preciso, pois envolve muitos erros analíticos desde a obtenção dos dados até seus tratamentos, porém pode ser útil para se obter uma estimativa e, também comparação de temperatura com outros termômetros.

Tabela. 1. Tabela com as temperaturas obtidas pela reintegração do feldspato potássico pelos dois métodos de termômetro de feldspatos ternários, ambas calculadas à pressão de 10kbar.

Amostra	Fuhrman & Lindsley(1988)	Hokada (2001)
CAI 40	708,1 °C	803,8°C
CAI 44 par 1	693,1 °C	815,2°C
CAI 44 par 2	650,2 °C	797,2°C
CAI 110	784,3 °C	1023°C

Na amostra CAI 40, os resultados obtidos pelos dois métodos, de 708,1 °C e 803,8 °C, apresentam temperaturas que caracterizam o retrometamorfismo ocorrido, porém, estão condizentes com a variação de temperatura obtida pela mesma amostra no método de teor de zircônio em rutilo. Na amostra CAI 44, as temperaturas obtidas são baixas e também não apresentam reintegração da composição do feldspato do pico metamórfico. Na amostra CAI 110, as temperaturas obtidas nos dois métodos são discrepantes e pouco confiáveis. O termômetro de feldspatos ternários de Hokada apresenta temperatura >1000 °C, ou seja, caracterizando condições de temperatura ultra - alta, enquanto o termômetro de Fuhrman &

Lindsley apresenta temperatura de 784,3 °C, temperatura baixa comparada ao outro método que não mostra reintegração da composição do feldspato.

7.3. Geotermobarometria vs. Petrografia

Com base na petrografia, foram descritos três tipos de granulito com composições diferentes. O granulito máfico é composto por associação típica de fácies granulito, com ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo e plagioclásio. As temperaturas calculadas de acordo com o protocolo de Pattison & Bégin (1994) registram temperaturas maiores de 970 °C a 10 kbar. O resultado obtido é um dos mais importantes deste trabalho, pois temperaturas maiores que 900 °C são típicas de metamorfismo de temperatura ultra alta, porém as temperaturas foram calculadas em granulitos “comuns”, ou seja, que não apresentam paragêneses diagnósticas de temperatura ultra – alta, demonstrando que o metamorfismo ocorrido no Complexo Anápolis – Itauçu apresenta caráter regional.

Os granulitos aluminosos, como descrito na petrografia, apresentam a paragênese espinélio + quartzo indicativa de $T > 1000$ °C (Harley, 1989, 2004). A maior parte dos grãos de espinélio está intercrescida com minerais opacos ou envoltos por corona de sillimanita e provavelmente perderam a composição do pico metamórfico, o que os excluem de serem usados na termobarometria. Os grãos de rutilo analisados fornecem temperaturas entre 864 e 930 °C, portanto próximas às condições P - T do metamorfismo de ultra-alta temperatura. A rocha composta por sillimanita, espinélio, granada e cordierita, pelo termômetro dos feldspatos ternários obteve temperaturas de 803,8 °C e 708,1 °C em pressão de 10 kbar e a rocha, composta por sillimanita, espinélio e granada, apresentou temperaturas similares à amostra contendo cordierita, com temperaturas de 650,2 a 693 °C e 797,2 a 815,2 °C em pressão de 10 kbar, condizentes com as temperaturas obtidas pelo termômetro de rutilo.

Nos produtos retrometamórficos, a maior parte dos resultados obtidos indica reequilíbrio da composição química do rutilo não caracterizando mais a composição do pico metamórfico. A rocha composta por estaurolita, cianita e granada, de acordo com diagrama de Powell & Holland, 1990 (Fig. 38), apresentam condições de fácies anfibolito com temperaturas entre 560 e 600 °C, coerentes com as temperaturas obtidas pelo termômetro de rutilo que variam de 584 a 656 °C em grãos analisados na matriz.

A rocha composta por estaurolita, sillimanita, espinélio e granada apresentou temperaturas discrepantes, porém altas, com o termômetro de feldspatos ternários pelos dois métodos descritos, uma de 784 °C e a outra, 1023 °C à pressão de 10 kbar.

A rocha composta por cloritóide, cianita e granada, de acordo com o mesmo diagrama, apresentam condições de fácies xisto verde, com temperaturas aproximadas em 520 °C. No entanto, os grãos de rutilo analisados inclusos na granada e em grãos bem desenvolvidos com diferença de composição química do núcleo para a borda apresentaram

temperaturas entre 715 a 839 °C, compatíveis com temperaturas de fácies granulito, o que indica ser produto retrometamórfico de granulito aluminoso.

8. Conclusões

Os dados obtidos pelos métodos termobarométricos e com base na petrografia de diversas amostras mostram que as rochas do Complexo Anápolis – Itauçu apresentam condições *P-T* de fácies granulito. As temperaturas obtidas em rocha composta por ortopiroxênio, granada e plagioclásio, pelo geotermômetro de granada – ortopiroxênio e teor de Al em ortopiroxênio, foram entre 974,3 °C e 988,7 °C à pressão entre 9,82 e 10,63 kbar, comprovando que o metamorfismo de temperatura ultra – alta não ocorre localmente, e sim, afeta todas as rochas do complexo independente de paragênese característica.

Algumas rochas apresentam paragênese de temperatura ultra-alta, com o pico metamórfico, em torno de 1000 °C. Isso é definido pela associação espinélio + quartzo, que durante o resfriamento foi substituída pela associação sillimanita + granada ± cordierita. Apesar do reequilíbrio textural que a maior parte das amostras apresenta durante o retrometamorfismo, temperaturas obtidas em inclusões de rutilo em granada e cordierita pelo termômetro Zr em rutilo variam entre 864 e 930 °C, à pressão fixa de 10 kbar, portanto, próximas ao metamorfismo de temperatura ultra-alta. As temperaturas obtidas pelas duas calibrações do termômetro de feldspatos ternários nestas rochas apresentam variação na temperatura, com o método de Hokada, (2001) apresentando temperaturas mais altas do que o de Fuhrman & Lindsley, (1988). Os resultados das temperaturas obtidas com os feldspatos trazem embutidos grandes incertezas e devem ser tomados com cautela. Além dos vários problemas na obtenção das análises, tratamento das imagens, ainda a presença comum de mirmequita em todas as lâminas, indica que mesmo não observada no corte bidimensional das lâminas nos grãos analisados, elas podem estar presentes e terem modificado profundamente a composição do feldspato durante o resfriamento. Se esse for o caso, a recuperação da composição dos feldspatos durante o pico metamórfico é praticamente impossível, pois o sistema é, de certo modo, aberto.

No campo foram coletadas rochas cuja associação mineral foi gerada por intenso retrometamorfismo em condições de fácies anfibolito e fácies xisto verde. As paragêneses observadas são compostas por estaurolita + granada + cianita e cloritóide + cianita. Essas rochas são interpretadas como resultado de intenso retrometamorfismo dos granulitos aluminosos, pois alguns raros grãos de espinélio ocorrem como inclusões em granada e estaurolita é também observada como produto retrometamórfico em amostras dos granulitos. Temperaturas da fácies granulito puderam ser recuperadas com o termômetro Zr

em rutilo obtendo temperaturas entre 715 a 839 °C em grãos de rutilo inclusos em granada de amostra com cianita e cloritóide. Deste modo, parece que houve um segundo evento metamórfico com introdução de H₂O, ou apenas introdução de H₂O quando essas rochas atravessaram o campo da fácies xisto verde.

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 – Itauçu Complex, central Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**: 511 – 531.
- BEAUMONT, C.; NGUYEN, M.H.; JAMIESON, R.A. 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. In: Conference on Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones, *Conference Information*, London, v. 268, p.91-245.
- CHARDON, D.; GAPAIS, D.; CAGNARD, F. 2009. Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, **477**(3/4): 105-118
- 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.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. 1999a. Sm-Nd mineral isochrons and model ages of the Anápolis-Itauçu Complex and associated granites, Goiás: new insights into the geological evolution of the Brasília Belt. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, Brasília, 1999. *Boletim de Resumos SBG*, p.88.
- FISCHEL, D.P., PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1999b. Preliminary Sm-Nd isotopic study of the Araxá Group, central Goiás. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, Brasília, 1999. *Boletim de Resumos SBG*, p. 87.
- FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1998. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itauçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 543-544
- FITZSIMONS, I.C.W. & HARLEY, S.L. 1994. The influence of retrograde cation exchange on granulite *P-T* estimates and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions. *Journal of Petrology*, **35**: 543 - 576.
- FLORENCE, F.P. & SPEAR, F.S. 1995. Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde gneiss from the Adirondack Mountains. *Earth and Planetary Science Letters* **134**: 329-340.
- FROST, B.R. & CHACO, T. 1988. The granulite uncertainty principle: Limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, **97**: 435-450.
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. & SILVA, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, SBG v. 1, p. 215-216.

- FUHRMAN, M.L.; LINDSLEY, D.H. 1988. Ternary – feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**: 201 - 215.
- FYFE, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **273A**: 457-461.
- GHIORSO, M.S. 1984. Activity/composition relations in the ternary feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**: 282 - 296.
- HARLEY, S.L. 1984a. An experimental study of the partitioning of the Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions Mineralogy Petrology*, **86**: 359 - 373.
- HARLEY, S.L. 1984b. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Petrology*, **25**(3): 665-696.
- HARLEY, S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126** (3): 215 - 247.
- HARLEY, S.L. 1992. Proterozoic granulite terranes. Chapter 8. In: Condie, K.C. (Ed) Proterozoic Crustal Evolution. Developments. In: PRECAMBRIAN GEOLOGY, 10. Elsevier, Amsterdam. p.301 - 360.
- 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.
- HARLEY, S.L. 1998b. An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special issue **53**: 49-73.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1971. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Compositions with excess aluminosilicate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**: 309 – 330.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1972. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions without excess aluminosilicate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **35**: 331 - 354.
- HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. 1973. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**: 151 – 166.
- HODGES, K.V.; SPEAR, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, **67**: 1118 - 1134.
- HOKADA, T. 2001. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining ~1100°C in the Archean Napier Complex, East Antarctica. *American Mineralogist*, **86**: 932-938.
- HOLLAND, T.J.B.; POWELL, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**: 309–344.
- KELSEY, D.E. 2008. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Research*, **13**: 1-29.
- KRIEGSMAN, L.M. 2001. Partial melting, partial melting extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, **56**: 75 - 96.

- LACERDA FILHO, J.V. & OLIVEIRA, C.C. 1995 Geologia da região centro-sul de Goiás. In: BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO-OESTE 18(1/2): p.3-19.
- LEITE C. DE M.M. 2002. *A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia e Tectônica*, BA, Bahia, 411p (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Bahia).
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. & DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins: Setores Central e Sudeste. In: F. F. M. Almeida & Y. Hasui Ed., *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p.205 - 264.
- MARTIGNOLE, J.; MARTELAT, J.E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(1): 99-120.
- MORAES, R., 1997. *Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da Sequência Juscelândia, Goianésia, Goiás, DF*, Brasília, 386p. (Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- MORAES, R & FUCK, R A 2000. Ultra High Temperature Metamorphism in Central Brazil: The Barro Alto Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**(4): 345-358.
- 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 examples from the Anápolis – Itauçu Complex of the Brasília fold belt. *Journal of Petrology*, **43**: 1673 – 1705.
- MORAES, R.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. 2006. More Evidences of UHT Mineral Assemblages in the Anápolis-Itauçu Complex, Goiás, Brazil. In: Brown & Piccoli eds. *Granulites & Granulites 2006, Abstracts and Program*. Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. 55.
- NEWTON, R.C.; PERKINS, D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet – plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *American Mineralogist*, **67**: 203 - 222.
- PASCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. X ed. Berlin, Springer-Verlag. p. 289
- PATTISON, D.R.M.; BÉGIN, N.J. 1994. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**: 387-410.
- 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*. **44**(5): 867-900.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299 – 310.
- PIUZANA, D.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, **125**:245-273.

- SATO, K. 1998 *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-N, SP*, São Paulo, 290p. (Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SAWYER, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**: 291 - 309.
- SECK, H.A. 1971 Koexistierende alkalifeldspate und plagioclase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei temperature von 650°C bis 900°C . *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **115**: 315 - 345.
- SPEAR, F.S.; 1989. Petrologic Determination of Metamorphic Pressure – Temperature – Time paths. In: Spear, F.S. & Peacock, S.M., 1989. Petrologic Determination of Metamorphic Pressure – Temperature – Time paths. Short course in Geology, vol 7. 28th International Geology Congress Washington, DC. 1-55.
- SPEAR, F.S.; MARKUSSEN, J.C. 1997. Mineral zoning, P-T-X-M phase relations, and metamorphic evolution of some Adirondack granulites, New York. *Journal of Petrology*, **38**: 757-783.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; CORREIA, C.T.; NUTMAN, A.; KINNY, P.; DIAS NETO, C.M. 1999. Dating of granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic orogenies. In: ACTAS OF 2ND SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Cordoba, SEGEMAR, p.371-373.
- TOMKINS, H. S.; POWELL, R.; ELLIS, D.J. 2007. The 1 pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**: 703-713.
- WEN, S.; NEKVASIL, H.; 1994. SOLV CALC: an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two – feldspar geothermometry. *Computers & Geosciences*, **20**: 1025-1040.
- WHITE, R.W.; POWELL, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 621-632.
- WINGE, M. 1995. *Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil central, DF*, Brasília. 350p. (Ph.D. Thesis, University of Brasília)
- WOLFF, F. 1991. *Caracterização petrográfica, litogeoquímica, química mineral e geotermometria de rochas de alto grau metamórfico do Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, RJ*, Rio de Janeiro. 148p. (Master Dissertation, Federal University of Rio de Janeiro).
- ZACK T.; MORAES, R.; KRONZ, A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **148**: 471-488.

ANEXOS

ANEXOS I – PRANCHA DE FOTOS

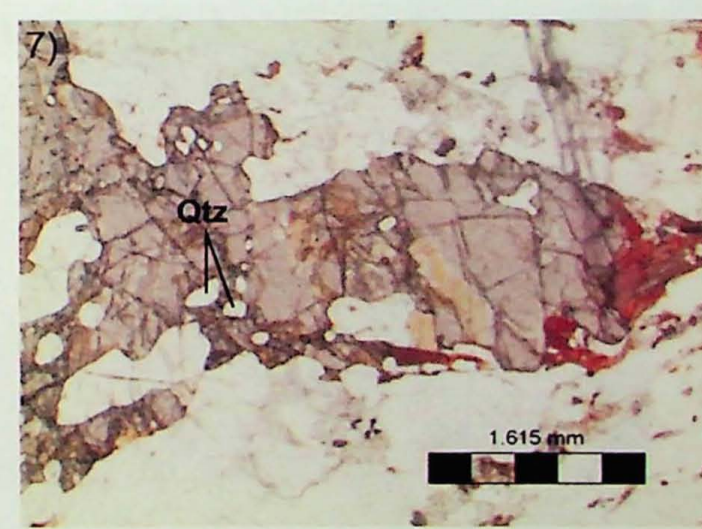
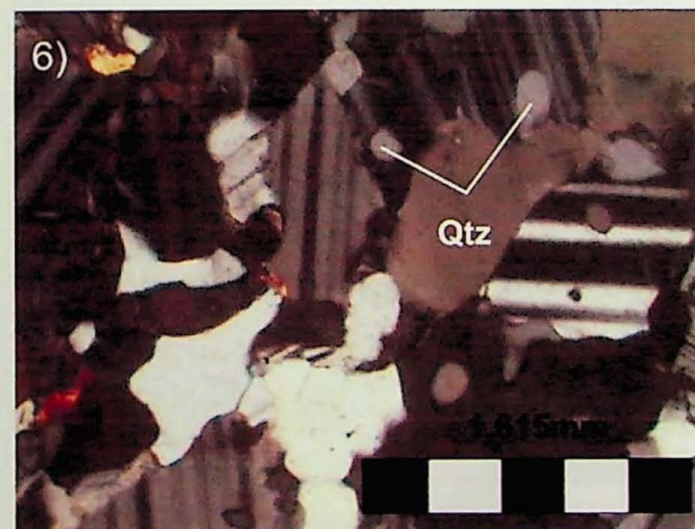
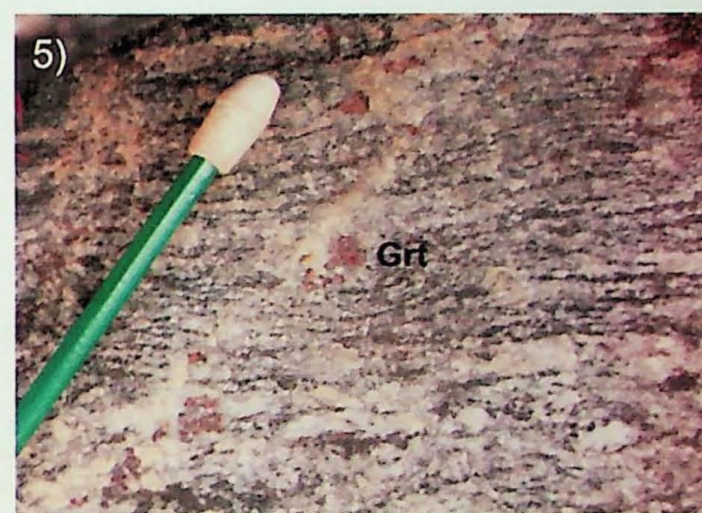
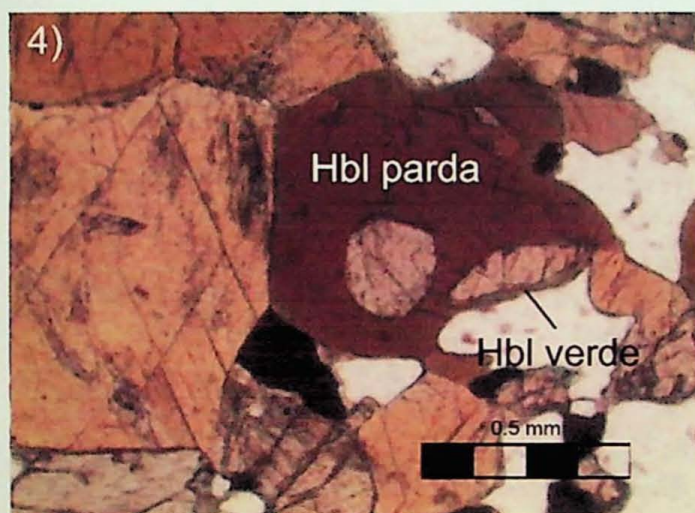
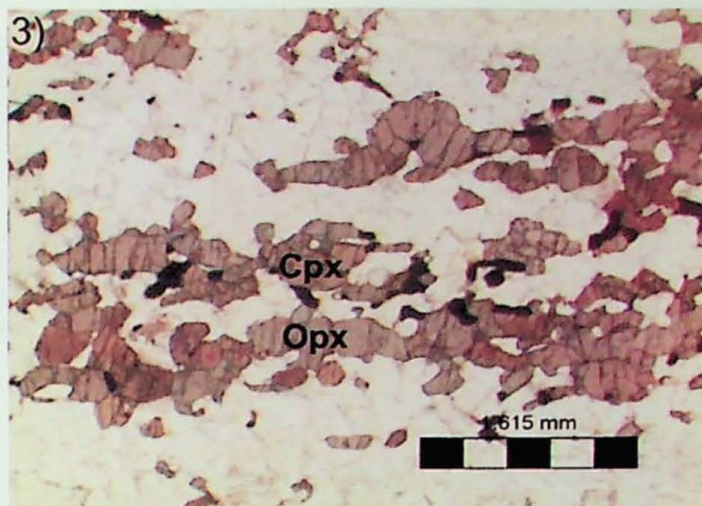


Figura 2) afloramento de granulito máfico intercalado com bandas félsicas (leucossoma), 3) granulito máfico composto por opx+cpx com textura granonematoblástica, 4) grão de hornblenda parda bem desenvolvida na matriz e hornblenda verde tardia na borda de ortopiroxênio, 5) afloramento CAI 34, granulito félsico bandado com grãos de granada, 6) foto com polarizador cruzado evidenciando textura de fusão parcial em granulito félsico, 7) grão de granada com inclusões de quartzo arredondado caracterizando fusão parcial.

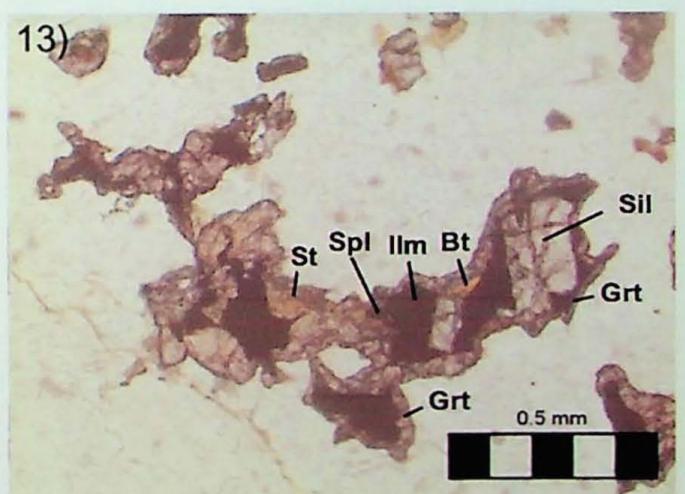
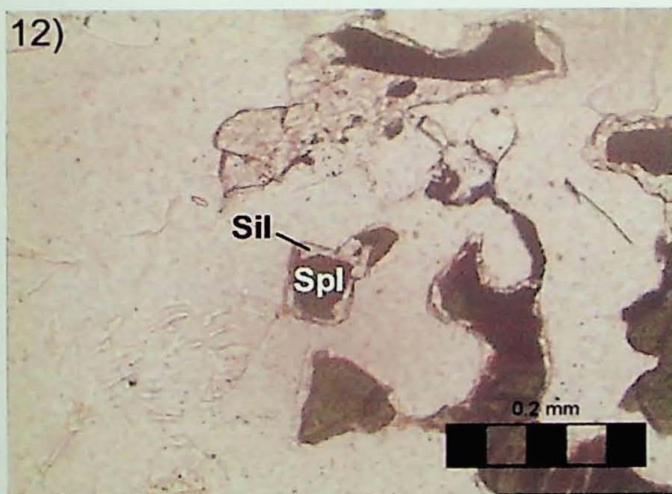
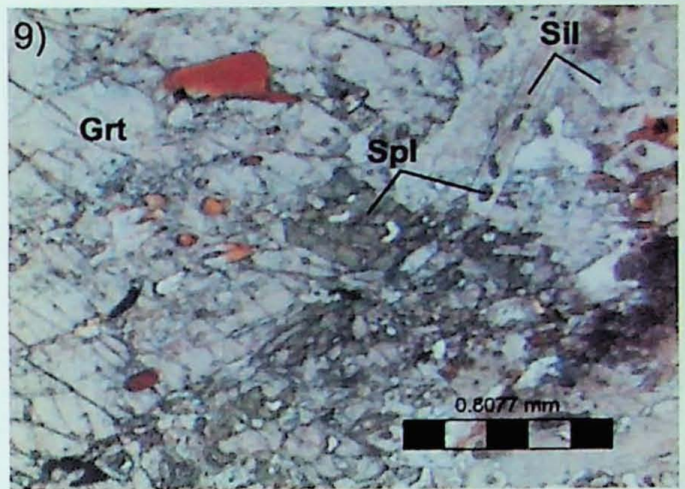


Figura 8) afloramento CAI 33 composto por granulito aluminoso contendo granada, sillimanita e espinélio, 9) banda de sillimanita associada a granada e espinélio, 10) banda de cordierita na amostra CAI-14A2, 11) quartzo e espinélio em contato direto podendo indicar associação de ultra-alta temperatura, 12) capa de alteração de sillimanita ao redor do espinélio, 13) grãos de estauroлита, espinélio, ilmenita, biotita e sillimanita envoltos por corona de granada.

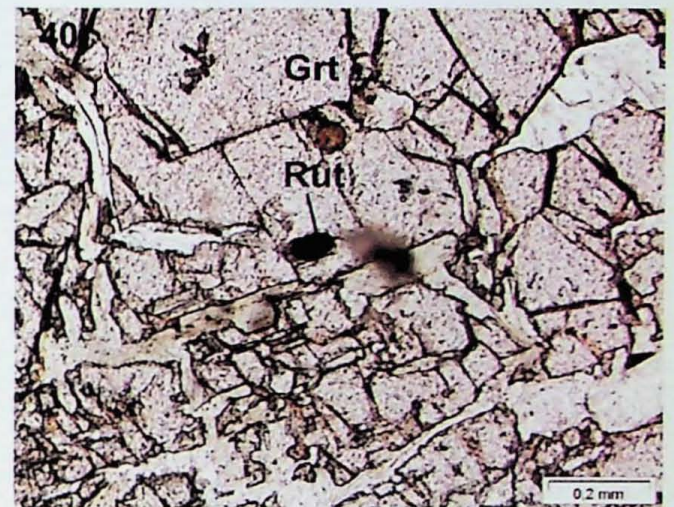
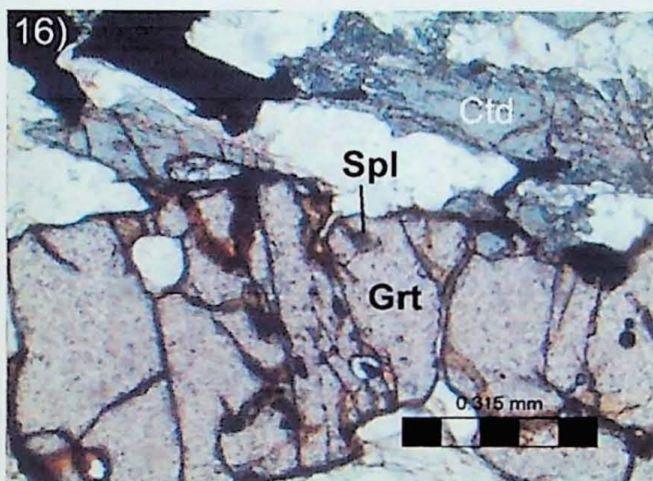
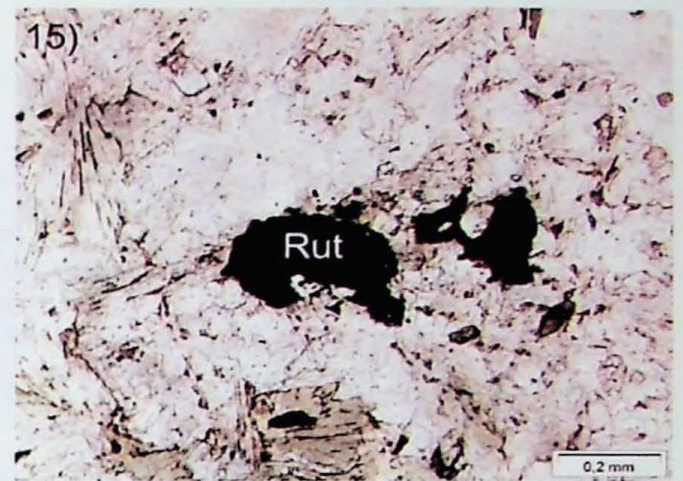
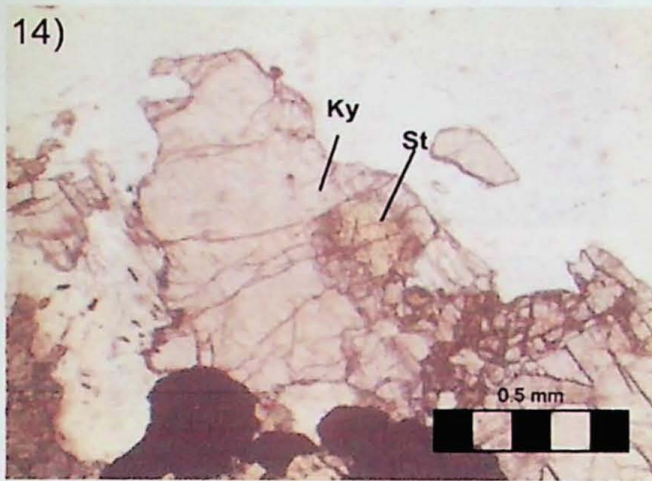


Figura 14) grão de estauroлита incluído em cianita, 15) grão de rutilo bem desenvolvido em matriz de rocha contendo cianita, cloritóide, muscovita e clorita, 16) porfiroblasto de granada com inclusão de espinélio, 40) grão de rutilo incluído em granada em rocha contendo granada, cianita e cloritóide.

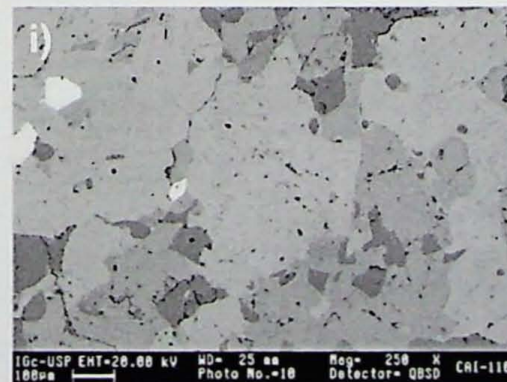
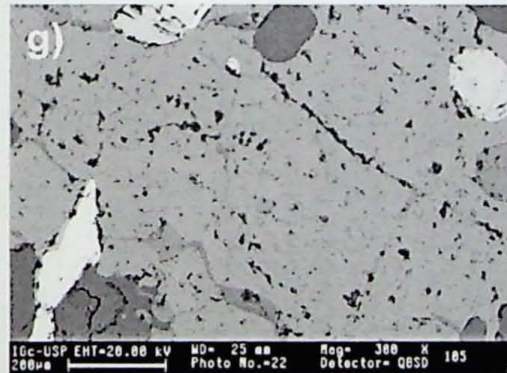
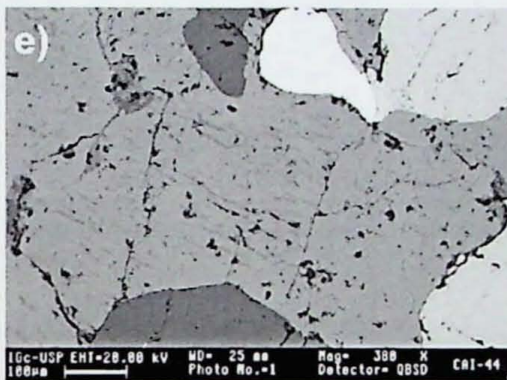
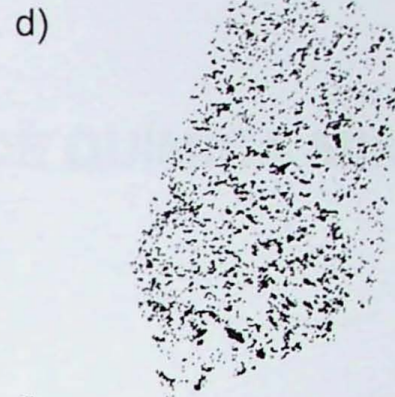
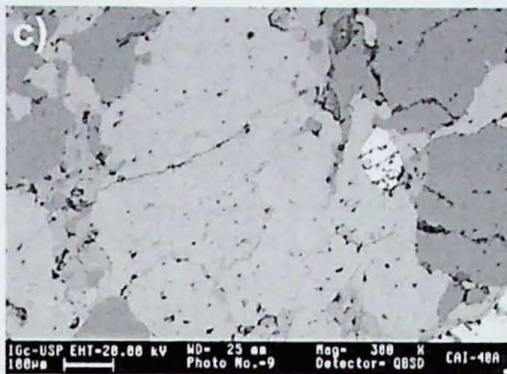


Figura a) Imagem do MEV de feldspato potássico na amostra CAI 33, b) a área delimitada para proporção de hospedeiro e lamelas da amostra CAI 33, c) imagem do MEV de feldspato potássico na amostra CAI 40, d) a área delimitada para proporção de hospedeiro e lamelas da amostra CAI 40, e) imagem do MEV de feldspato potássico na amostra CAI 44, f) a área delimitada para proporção de hospedeiro e lamelas da amostra CAI 44, g) imagem do MEV de feldspato potássico na amostra CAI 105, h) a área delimitada para proporção de hospedeiro e lamelas da amostra CAI 105, i) imagem do MEV de feldspato potássico na amostra CAI 110, j) a área delimitada para proporção de hospedeiro e lamelas da amostra CAI 110.

ANEXOS II – DADOS DE QUÍMICA MINERAL

		Granada 1																		
wt%	SiO2	37,98	38,23	38,23	38,45	38,47	38,10	38,48	38,77	38,53	38,59	38,97	38,28	38,41	38,20	38,02	38,76	38,51	37,43	
	TiO2	0,00	0,06	0,06	0,20	0,09	0,12	0,13	0,08	0,06	0,13	0,09	0,06	0,04	0,06	0,10	0,04	0,07	0,06	
	Al2O3	22,23	22,54	22,54	22,61	22,54	22,25	22,38	22,43	22,47	22,33	22,55	22,85	22,62	22,60	22,39	22,24	22,66	21,85	
	Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Fe2O3	0,20	1,60	1,60	1,83	2,16	1,93	2,10	1,52	2,08	1,57	1,33	2,50	1,50	1,57	1,46	0,18	0,68	1,30	
	FeO	30,23	27,55	27,55	26,72	26,05	25,86	26,11	26,30	26,39	26,78	26,59	25,85	26,29	26,27	26,54	28,00	28,75	27,96	
	MnO	0,97	0,92	0,92	0,81	1,00	0,98	0,99	0,96	0,96	0,92	0,97	0,97	0,97	0,98	0,94	1,05	1,06	0,99	
	MgO	6,53	8,36	8,36	9,02	9,28	9,16	9,26	9,24	9,16	9,06	9,32	9,29	9,05	8,96	8,75	8,38	7,75	7,53	
	CaO	2,00	1,86	1,86	1,98	1,93	1,94	1,96	2,10	1,90	1,87	1,95	1,90	2,00	1,95	1,92	1,86	1,93	1,89	
	Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Total	100,14	101,12	101,12	101,62	101,52	100,34	101,41	101,40	101,55	101,25	101,77	101,70	100,88	100,59	100,12	100,51	101,41	99,01	
	Si	2,970	2,932	2,932	2,923	2,923	2,929	2,929	2,947	2,930	2,943	2,951	2,904	2,936	2,930	2,933	2,983	2,952	2,945	
	Ti	0,000	0,003	0,003	0,011	0,005	0,007	0,007	0,005	0,003	0,007	0,005	0,003	0,002	0,003	0,006	0,002	0,004	0,004	
	Al	2,049	2,038	2,038	2,026	2,019	2,017	2,008	2,010	2,014	2,008	2,013	2,043	2,038	2,043	2,037	2,018	2,048	2,027	
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Fe3	0,012	0,092	0,092	0,105	0,123	0,112	0,120	0,087	0,119	0,090	0,075	0,142	0,086	0,090	0,085	0,010	0,039	0,077	
	Fe2	1,977	1,767	1,767	1,699	1,656	1,663	1,662	1,672	1,679	1,709	1,684	1,640	1,680	1,685	1,713	1,803	1,844	1,840	
	Mn	0,064	0,060	0,060	0,052	0,064	0,064	0,064	0,062	0,062	0,059	0,062	0,062	0,063	0,064	0,061	0,068	0,069	0,066	
	Mg	0,761	0,955	0,955	1,022	1,051	1,049	1,050	1,047	1,038	1,030	1,052	1,050	1,031	1,024	1,006	0,961	0,886	0,883	
	Ca	0,168	0,153	0,153	0,161	0,157	0,160	0,160	0,171	0,155	0,153	0,158	0,154	0,164	0,160	0,159	0,153	0,159	0,159	
	Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	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	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	almandina	66,566	60,204	60,204	57,907	56,557	56,642	56,608	56,640	57,226	57,913	56,969	56,435	57,182	57,450	58,285	60,402	62,339	62,415	
	piropo	25,623	32,538	32,538	34,833	35,895	35,729	35,763	35,467	35,378	34,903	35,589	36,132	35,092	34,913	34,229	32,194	29,953	29,953	
	essessartita	2,155	2,044	2,044	1,772	2,186	2,180	2,180	2,100	2,113	1,999	2,097	2,134	2,144	2,182	2,076	2,278	2,333	2,239	
	grossularia	5,657	5,213	5,213	5,487	5,362	5,450	5,450	5,793	5,283	5,185	5,345	5,299	5,582	5,455	5,410	5,126	5,375	5,393	
	Mg/(Mg+Fe)	0,278	0,351	0,351	0,376	0,388	0,387	0,387	0,385	0,382	0,376	0,385	0,390	0,380	0,378	0,370	0,348	0,325	0,324	

Amostra CAI 43
domínio perfil

wt%	Granada 2																																	
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	37,67	38,43	38,36	38,62	38,22	38,50	38,27	38,50	35,41	38,25	38,44	38,68	38,31	38,62	38,46	38,53	38,39	38,42	38,62	38,47	30,97	
	0,03	0,05	0,01	0,06	0,07	0,12	0,15	0,12	0,09	0,09	0,16	0,14	0,09	0,11	0,16	0,14	0,09	0,11	0,16	0,12	0,10	0,12	0,10	0,12	0,09	0,11	0,16	0,16	0,12	0,10	0,06	0,14	0,07	0,04
	23,96	22,52	22,70	22,47	22,28	22,33	22,40	22,39	26,60	22,23	22,37	22,42	22,20	22,47	22,38	22,41	22,37	22,41	22,37	22,47	22,37	22,41	22,37	22,41	22,37	22,47	22,37	22,41	22,37	22,47	22,53	22,68	37,10	
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	1,29	1,40	0,86	1,34	1,03	0,81	2,08	2,02	2,26	2,38	1,52	1,85	1,81	1,28	1,72	2,19	1,31	1,03	0,94	1,28	2,19	1,31	1,03	0,94	1,28	1,03	0,94	1,28	1,03	0,94	1,62	0,69	20,89	
	25,58	26,24	26,77	26,16	25,99	26,31	26,07	26,24	23,88	25,53	25,83	26,47	26,02	26,29	25,86	25,72	26,22	26,22	25,75	26,08	25,72	26,22	26,22	25,75	26,08	25,72	26,08	25,56	25,56	25,72	26,08	20,89	20,89	
	0,97	0,95	0,90	1,04	0,88	0,98	0,98	0,98	0,96	1,05	0,94	0,95	1,04	1,03	1,03	0,96	0,88	0,99	0,99	1,03	0,96	0,88	0,99	0,99	1,03	0,99	1,03	0,99	0,99	1,03	0,76	0,76		
	8,84	9,00	8,75	9,13	9,14	9,11	9,10	9,28	8,52	9,34	9,36	9,21	9,12	9,19	9,35	9,41	9,12	9,31	9,31	9,41	9,12	9,31	9,31	9,31	9,31	9,31	9,31	9,31	9,31	9,36	7,25	7,25		
	2,15	2,15	2,03	2,14	2,02	2,03	2,04	1,85	1,86	2,01	2,06	1,97	2,00	2,00	2,00	2,12	2,05	2,07	2,05	2,12	2,05	2,07	2,05	2,07	2,05	2,07	2,05	2,17	1,94	2,17	1,94	1,94		
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
	100,49	100,74	100,38	100,96	99,63	100,19	101,09	101,38	99,58	100,88	100,68	101,69	100,59	100,99	100,96	101,46	100,44	100,10	100,66	101,46	100,44	100,10	100,66	101,46	100,44	100,10	100,66	100,96	100,96	99,64	99,64	99,64		
	2,881	2,941	2,947	2,947	2,952	2,958	2,923	2,931	2,724	2,925	2,939	2,936	2,939	2,947	2,935	2,927	2,945	2,950	2,950	2,931	2,927	2,945	2,950	2,931	2,927	2,945	2,935	2,927	2,945	2,950	2,931	2,332		
	0,002	0,003	0,001	0,003	0,004	0,007	0,009	0,007	0,005	0,005	0,009	0,008	0,005	0,006	0,009	0,007	0,006	0,003	0,008	0,004	0,007	0,006	0,003	0,004	0,007	0,006	0,003	0,004	0,004	0,008	0,002	0,002		
	2,160	2,032	2,056	2,022	2,029	2,023	2,017	2,009	2,412	2,004	2,016	2,006	2,008	2,021	2,013	2,007	2,023	2,034	2,029	2,037	2,007	2,023	2,034	2,029	2,037	2,007	2,013	2,007	2,023	2,034	2,029	3,293		
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
	0,074	0,081	0,049	0,077	0,060	0,047	0,119	0,116	0,130	0,137	0,087	0,106	0,105	0,073	0,099	0,125	0,075	0,059	0,054	0,092	0,125	0,075	0,059	0,092	0,125	0,075	0,099	0,125	0,075	0,059	0,054	0,092	0,039	
	1,636	1,679	1,720	1,670	1,679	1,691	1,666	1,671	1,536	1,633	1,652	1,681	1,669	1,678	1,651	1,634	1,682	1,653	1,667	1,629	1,634	1,682	1,653	1,667	1,629	1,634	1,651	1,634	1,682	1,653	1,667	1,316		
	0,063	0,062	0,059	0,067	0,058	0,064	0,063	0,063	0,063	0,068	0,061	0,061	0,068	0,067	0,067	0,062	0,057	0,064	0,064	0,066	0,062	0,057	0,064	0,066	0,062	0,057	0,067	0,062	0,057	0,064	0,066	0,048		
	1,008	1,026	1,002	1,038	1,052	1,043	1,036	1,053	0,977	1,064	1,067	1,042	1,043	1,045	1,063	1,065	1,043	1,065	1,060	1,063	1,065	1,043	1,065	1,060	1,063	1,065	1,063	1,065	1,060	1,063	0,814			
	0,176	0,176	0,167	0,175	0,167	0,167	0,167	0,151	0,153	0,165	0,169	0,160	0,164	0,164	0,164	0,173	0,169	0,170	0,168	0,177	0,173	0,169	0,170	0,168	0,177	0,173	0,164	0,164	0,173	0,168	0,177	0,157		
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
	56,746	57,051	58,345	56,610	56,800	57,032	56,821	56,875	56,284	55,734	56,019	57,099	56,692	56,804	56,061	55,692	56,998	55,996	55,503	55,692	56,998	55,996	55,503	55,692	56,998	55,996	55,503	55,692	56,998	55,503	56,360	56,360		
	34,964	34,862	33,989	35,186	35,589	35,177	35,334	35,841	35,801	36,314	36,182	35,394	35,428	35,376	36,095	36,299	35,344	36,077	35,823	36,218	36,299	35,344	36,077	35,823	36,218	36,077	35,823	36,218	36,077	35,823	34,861	34,861		
	2,185	2,107	2,001	2,271	1,962	2,159	2,149	2,144	2,309	2,321	2,068	2,072	2,310	2,268	2,275	2,113	1,932	2,168	2,163	2,249	2,113	1,932	2,168	2,163	2,249	2,168	2,163	2,249	2,168	2,163	2,056	2,056		
	6,105	5,980	5,665	5,932	5,650	5,632	5,696	5,140	5,606	5,631	5,731	5,435	5,571	5,552	5,569	5,896	5,727	5,759	5,678	6,031	5,896	5,727	5,759	5,678	6,031	5,552	5,569	5,896	5,727	5,759	6,724	6,724		
	0,381	0,379	0,368	0,383	0,385	0,381	0,383	0,387	0,389	0,395	0,392	0,383	0,385	0,384	0,392	0,395	0,383	0,392	0,389	0,395	0,383	0,392	0,389	0,395	0,383	0,392	0,389	0,392	0,389	0,395	0,382	0,382		

Amostra CAI 43

Amostra wt%	Ortopiroxênio 1										
SiO2	48,15	48,96	48,51	48,71	48,36	48,22	48,41	48,41	48,43	48,85	48,73
TiO2	0,04	0,22	0,13	0,07	0,13	0,18	0,13	0,13	0,13	0,15	0,02
Al2O3	6,51	6,26	6,61	6,72	6,60	7,04	6,95	6,95	6,52	6,09	5,31
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	1,50	1,30	1,42	1,33	0,85	0,67	1,14	1,14	0,79	1,04	1,86
FeO	22,84	23,52	23,34	23,23	22,99	23,23	23,24	23,24	23,42	23,73	22,64
MnO	0,33	0,38	0,40	0,38	0,43	0,34	0,34	0,34	0,40	0,33	0,36
MgO	19,12	19,42	19,15	19,37	19,23	19,11	19,15	19,15	19,04	19,21	19,57
CaO	0,18	0,16	0,14	0,15	0,15	0,12	0,17	0,17	0,17	0,14	0,19
Na2O	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
K2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Total	98,71	100,23	99,72	99,96	98,76	98,92	99,55	99,55	98,92	99,56	98,73
Si	1,832	1,837	1,830	1,830	1,837	1,828	1,826	1,826	1,839	1,846	1,855
Ti	0,001	0,006	0,004	0,002	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,001
Al	0,292	0,277	0,294	0,298	0,296	0,315	0,309	0,309	0,292	0,271	0,238
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3	0,043	0,037	0,040	0,038	0,024	0,019	0,032	0,032	0,023	0,030	0,053
Fe2	0,727	0,738	0,736	0,730	0,730	0,737	0,733	0,733	0,744	0,750	0,721
Mn	0,011	0,012	0,013	0,012	0,014	0,011	0,011	0,011	0,013	0,011	0,012
Mg	1,084	1,086	1,077	1,084	1,089	1,080	1,077	1,077	1,078	1,082	1,110
Ca	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,007	0,007	0,007	0,006	0,008
Na	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Mg/(Mg+Fe)	0,599	0,599	0,594	0,598	0,599	0,594	0,595	0,595	0,592	0,591	0,606

Amostra CAI 43

Ortoproxênio 2

wt%	SiO ₂	48,60	49,67	49,14	48,77	48,63	49,02	49,23	48,35	49,10	49,54	49,50	48,11	49,36	49,16	48,96
TiO ₂		0,29	0,00	0,11	0,16	0,16	0,09	0,20	1,04	0,04	0,07	0,00	0,11	0,16	0,02	0,07
Al ₂ O ₃		5,88	5,10	5,72	5,91	6,08	6,00	5,91	5,24	5,83	5,55	5,89	6,36	5,74	5,99	6,29
Cr ₂ O ₃		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃		1,99	0,00	2,11	0,95	1,72	1,42	1,01	1,26	1,09	1,31	0,16	1,77	1,48	1,03	0,28
FeO		22,92	24,55	23,42	23,96	23,27	23,45	23,89	23,77	24,11	24,17	24,31	23,37	23,57	23,48	23,82
MnO		0,39	0,31	0,41	0,36	0,40	0,35	0,38	0,33	0,42	0,38	0,41	0,34	0,35	0,38	0,40
MgO		19,47	19,16	19,47	19,02	19,24	19,41	19,34	19,24	19,10	19,32	19,19	18,83	19,61	19,47	19,15
CaO		0,16	0,16	0,16	0,17	0,13	0,16	0,19	0,14	0,15	0,13	0,17	0,18	0,16	0,16	0,20
Na ₂ O		0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
K ₂ O		0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Total		99,74	98,95	100,56	99,30	99,67	99,92	100,17	99,41	99,84	100,51	99,64	99,11	100,45	99,70	99,17
Si		1,834	1,888	1,842	1,850	1,837	1,845	1,850	1,837	1,854	1,858	1,867	1,830	1,849	1,852	1,854
Ti		0,008	0,000	0,003	0,004	0,004	0,002	0,006	0,030	0,001	0,002	0,000	0,003	0,004	0,001	0,002
Al		0,261	0,229	0,253	0,264	0,271	0,266	0,262	0,235	0,259	0,245	0,262	0,285	0,253	0,266	0,281
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₃		0,057	0,000	0,059	0,027	0,049	0,040	0,028	0,036	0,031	0,037	0,005	0,051	0,042	0,029	0,008
Fe ₂		0,723	0,780	0,734	0,760	0,735	0,738	0,751	0,755	0,761	0,758	0,767	0,743	0,738	0,740	0,754
Mn		0,012	0,010	0,013	0,012	0,013	0,011	0,012	0,011	0,013	0,012	0,013	0,011	0,011	0,012	0,013
Mg		1,095	1,065	1,088	1,075	1,083	1,089	1,083	1,089	1,074	1,080	1,079	1,067	1,095	1,093	1,080
Ca		0,006	0,006	0,007	0,007	0,005	0,006	0,008	0,006	0,006	0,005	0,007	0,007	0,006	0,006	0,008
Na		0,002	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,001	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
K		0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Mp/(Mg+Fe)		0,602	0,582	0,597	0,586	0,596	0,596	0,591	0,591	0,585	0,588	0,585	0,590	0,597	0,596	0,589

Amostra CAI 43		Ortopiroxênio 3										Ortopiroxênio 4										Plagioclásio 1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
Amostra	wt%	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe3	Fe2	Mn	Mg	Ca	Na	K	or ano ab	wt%	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		48,59	48,07	48,23	48,38	48,80	46,99	48,30	47,69	47,94	48,62	48,32	48,94	1,839	1,830	1,858	1,828	1,858	1,771	1,849	1,819	1,817	1,853	1,847	1,850	1,760	2,290	2,374	0,003	0,001	2,571	1,690	1,615	1,931	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

CAI 43

Amostra wt%	CAI 43								Plagioclásio 1					Plagioclásio 2				
	47,23	46,76	48,57	44,16	47,70	47,75	46,97	45,89	48,19	49,37	52,81	53,53	52,68	52,37	52,27	50,41		
SiO2	0,07	0,02	0,02	0,07	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,05		
TiO2	34,63	32,15	34,88	40,56	32,22	32,72	33,17	33,52	33,00	32,64	30,28	30,11	29,69	30,06	29,89	30,89		
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00		
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00		
CaO	16,98	15,40	14,12	13,92	15,46	16,15	16,64	15,82	16,31	15,72	12,73	12,61	12,37	12,78	12,67	13,63		
Na2O	2,29	2,94	3,21	2,74	2,91	2,56	2,37	2,12	2,73	3,09	4,55	4,77	4,77	4,62	4,70	3,92		
K2O	0,06	0,04	0,09	0,11	0,07	0,02	0,04	0,11	0,02	0,05	0,11	0,14	0,07	0,10	0,12	0,09		
Total	101,29	97,33	100,91	101,58	98,50	99,22	99,20	97,58	100,31	100,87	100,51	101,16	99,78	99,95	99,65	98,99		
Si	2,141	2,200	2,190	1,985	2,217	2,204	2,173	2,152	2,203	2,238	2,381	2,397	2,392	2,373	2,379	2,305		
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002		
Al	1,850	1,783	1,854	2,149	1,766	1,780	1,809	1,854	1,778	1,744	1,609	1,590	1,589	1,605	1,603	1,667		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe3	0,007	0,006	0,007	0,005	0,003	0,004	0,005	0,009	0,002	0,005	0,004	0,003	0,004	0,013	0,006	0,022		
Fe2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mn	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000		
Ca	0,824	0,777	0,682	0,671	0,770	0,799	0,825	0,795	0,799	0,763	0,615	0,605	0,602	0,620	0,618	0,669		
Na	0,201	0,268	0,281	0,239	0,262	0,229	0,212	0,193	0,242	0,272	0,398	0,415	0,420	0,406	0,414	0,348		
K	0,003	0,002	0,005	0,006	0,004	0,001	0,002	0,007	0,001	0,003	0,006	0,008	0,004	0,006	0,007	0,005		
or	0,003	0,002	0,005	0,007	0,004	0,001	0,002	0,007	0,001	0,003	0,006	0,008	0,004	0,006	0,007	0,005		
ano	0,802	0,742	0,705	0,733	0,743	0,776	0,794	0,799	0,767	0,735	0,604	0,589	0,587	0,601	0,595	0,655		
ab	0,196	0,256	0,290	0,261	0,253	0,223	0,204	0,194	0,232	0,262	0,391	0,404	0,409	0,393	0,398	0,341		
	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000		

Amostra Textura Domínio wt%	CAI 40	kfs par 2										PI par 2			
		Feldspato Pertítico										Plagioclásio			
		lam PI	lam PI	hosp Kfs	hosp Kfs	hosp Kfs	hosp Kfs	lam PI	lam PI	hosp Kfs	hosp Kfs	PI	PI	PI	PI
SiO2		59,36	54,31	62,49	62,84	62,74	59,90	56,12	62,95			53,28	53,97	55,02	53,04
TiO2		0,04	0,00	0,02	0,07	0,06	0,01	0,02	0,08			0,10	0,05	0,07	0,04
Al2O3		26,30	30,54	21,66	20,62	21,11	27,41	28,91	21,46			31,39	30,05	30,25	31,69
Cr2O3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
FeO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00
MnO		0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01			0,00	0,00	0,00	0,00
MgO		0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02			0,01	0,00	0,00	0,00
CaO		5,21	9,57	0,88	0,13	0,15	5,98	8,19	0,24			10,04	9,89	9,97	10,23
Na2O		4,64	6,32	2,17	1,51	1,39	4,24	6,06	1,25			6,17	6,27	5,56	4,93
K2O		4,20	0,23	13,65	13,91	15,92	4,21	0,64	14,59			0,16	0,19	0,20	0,14
Totals		99,78	100,98	100,88	99,10	101,40	101,76	99,98	100,62			101,14	100,41	101,07	99,72
Oxygens		8	8	8	8	8	8	8	8			8	8	8	8
Si		2,666	2,424	2,853	2,910	2,875	2,640	2,514	2,879			2,379	2,426	2,447	2,189
Ti		0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,003			0,003	0,002	0,002	0,000
Al		1,393	1,607	1,166	1,126	1,140	1,425	1,527	1,157			1,653	1,593	1,586	1,969
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3		0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,004			0,002	0,000	0,001	0,003
Fe2		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			0,000	0,000	0,000	0,000
Mn		0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000			0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001			0,001	0,000	0,000	0,000
Ca		0,251	0,458	0,043	0,007	0,007	0,282	0,393	0,012			0,480	0,477	0,475	0,493
Na		0,404	0,547	0,192	0,136	0,124	0,362	0,526	0,111			0,534	0,546	0,480	0,420
K		0,241	0,013	0,795	0,822	0,931	0,237	0,037	0,851			0,009	0,011	0,011	0,008
Sum		4,958	5,051	5,055	5,004	5,080	4,947	5,002	5,019			5,061	5,054	5,002	4,988
or															
an		0,269	0,013	0,772	0,852	0,877	0,269	0,039	0,874			0,009	0,011	0,011	0,009
ab		0,280	0,450	0,042	0,007	0,007	0,320	0,411	0,012			0,469	0,461	0,492	0,502
		0,451	0,537	0,186	0,141	0,117	0,411	0,550	0,114			0,522	0,528	0,497	0,489
		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000			1,000	1,000	1,000	1,000

Amostra	CAI 14A1	Rutilo 1		Rutilo 2		Rutilo 3	Rutilo 4		Rutilo 5
Domínio		Matriz		Matriz		Núcleo	Incluso		Incluso
wt%									
TiO2		97,659	98,866	98,902	97,616	96,418	93,975	93,768	97,298
SiO2		0,008	0,002	0,01	0,005	0,02	0,232	0,071	0,194
Cr2O3		0,139	0,127	0,134	0,133	0,088	0,059	0,057	0,065
Al2O3		0,064	0,046	0,062	0,067	0,079	0,192	0,111	0,796
Nb2O5		0,521	0,345	0,38	0,533	0,363	0,696	0,656	0,35
FeO		0,166	0,116	0,133	0,232	0,156	0,472	0,532	0,77
V2O5		0,577	0,579	0,577	0,581	0,615	0,493	0,498	0,608
ZrO2		0,445	0,23	0,208	0,455	0,11	0,436	0,428	0,51
Total		99,577	100,311	100,405	99,621	97,849	96,555	96,122	100,59
n° cations									
TiO2		0,9839	0,9874	0,9868	0,9834	0,9867	0,9772	0,9803	0,9707
SiO2		0,0001	0	0,0001	0,0001	0,0003	0,0032	0,001	0,0026
Cr2O3		0,0015	0,0013	0,0014	0,0014	0,0009	0,0006	0,0006	0,0007
Al2O3		0,001	0,0007	0,001	0,0011	0,0013	0,0031	0,0018	0,0124
Nb2O5		0,0032	0,0021	0,0023	0,0032	0,0022	0,0044	0,0041	0,0021
FeO		0,0019	0,0013	0,0015	0,0026	0,0018	0,0055	0,0062	0,0085
V2O5		0,0051	0,0051	0,0051	0,0051	0,0055	0,0045	0,0046	0,0053
ZrO2		0,0029	0,0015	0,0013	0,003	0,0007	0,0029	0,0029	0,0033
Total		0,9995	0,9994	0,9995	0,9998	0,9995	1,0015	1,0015	1,0057

Amostra	CAI 14	Rutilo 3		Rutilo 4		Rutilo 5		Rutilo 6
Domínio		Matriz		Incluso		Incluso		Incluso
wt%								
TiO2		95,681	97,044	97,782	97,641	97,99	95,754	96,086
SiO2		0,003	0,025	0,01	0,007	0,004	0,002	0,007
Cr2O3		0,462	0,276	0,276	0,33	0,329	0,531	0,248
Al2O3		0,077	0,979	0,128	0,105	0,092	0,147	0,086
Nb2O5		0,676	0,432	0,43	0,445	0,475	1,257	0,585
FeO		0,069	0,058	0,055	0,082	0,112	0,238	0,156
V2O5		1,225	0,723	0,745	0,831	0,841	0,815	0,671
ZrO2		0,061	0,334	0,354	0,556	0,591	0,404	0,226
Total		98,253	99,871	99,779	99,997	100,435	99,147	98,064
n° cations								
TiO2		0,9756	0,9723	0,9821	0,9795	0,979	0,9713	0,9825
SiO2		0	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001	0	0,0001
Cr2O3		0,0049	0,0029	0,0029	0,0035	0,0035	0,0057	0,0027
Al2O3		0,0012	0,0154	0,002	0,0016	0,0014	0,0023	0,0014
Nb2O5		0,0041	0,0026	0,0026	0,0027	0,0029	0,0077	0,0036
FeO		0,0008	0,0006	0,0006	0,0009	0,0012	0,0027	0,0018
V2O5		0,011	0,0064	0,0066	0,0073	0,0074	0,0073	0,006
ZrO2		0,0004	0,0022	0,0023	0,0036	0,0038	0,0027	0,0015
Total		0,9982	1,0027	0,9992	0,9992	0,9993	0,9996	0,9995

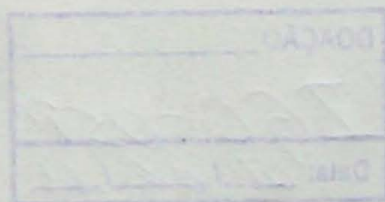
Amostra Domínio wt%	CAI 56	Rutilo 1		Rutilo 2		Rutilo 3		CAI 62	Rutilo 4		Rutilo 5		Rutilo 6	
		Matriz		Matriz		Matriz			Matriz		Matriz		Matriz	
TiO2	99,175	99,771	97,037	99,544	98,918	97,476	98,185	96,017	97,158	96,989	96,989	97,158	96,989	
SiO2	0,007	0,008	0,005	0,007	0,168	0,009	0,01	0,01	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	
Cr2O3	0,126	0,126	0,132	0,105	0,115	0,077	0,081	0,071	0,052	0,051	0,051	0,052	0,051	
Al2O3	0,053	0,096	0,081	0,051	0,672	0,092	0,079	0,037	0,073	0,139	0,139	0,073	0,139	
Nb2O5	0,406	0,221	0,082	0,219	0,188	0,337	0,38	0,353	0,841	0,829	0,829	0,841	0,829	
FeO	0,215	0,246	0,131	0,095	0,148	0,214	0,15	0,293	0,489	0,508	0,508	0,489	0,508	
V2O5	0,833	0,75	0,776	0,809	0,781	0,846	0,838	0,897	0,472	0,464	0,464	0,472	0,464	
ZrO2	0,026	0,02	0,035	0,044	0,035	0,029	0,039	0,035	0,286	0,222	0,222	0,286	0,222	
Total	100,843	101,237	8,278	0,874	101,026	99,079	99,762	97,715	99,382	99,212	99,212	99,382	99,212	
n° cations														
TiO2	0,9848	0,9865	0,9876	0,9872	0,9782	0,9848	0,9851	0,9841	0,9823	0,982	0,982	0,9823	0,982	
SiO2	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0022	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	
Cr2O3	0,0013	0,0013	0,0014	0,0011	0,0012	0,0008	0,0009	0,0008	0,0006	0,0005	0,0005	0,0006	0,0005	
Al2O3	0,0008	0,0015	0,0013	0,0008	0,0104	0,0015	0,0012	0,0006	0,0012	0,0022	0,0022	0,0012	0,0022	
Nb2O5	0,0024	0,0013	0,0005	0,0013	0,0011	0,002	0,0023	0,0022	0,0051	0,005	0,005	0,0051	0,005	
FeO	0,0024	0,0027	0,0015	0,0011	0,0016	0,0024	0,0017	0,0033	0,0055	0,0057	0,0057	0,0055	0,0057	
V2O5	0,0073	0,0065	0,0069	0,007	0,0068	0,0075	0,0074	0,0081	0,0042	0,0041	0,0041	0,0042	0,0041	
ZrO2	0,0002	0,0001	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0019	0,0015	0,0015	0,0019	0,0015	
Total	0,9993	1,0001	0,9996	0,9989	1,0017	0,9994	0,9989	0,9994	1,0009	1,0013	1,0013	1,0009	1,0013	

Amostra Domínio wt%	CAI 62	Rutilo 2		Rutilo 3		Rutilo 4		Rutilo 5		Rutilo 6	
		Incluso em grt		Matriz		Matriz		Matriz		Matriz	
TiO2	99,263	99,092	98,74	95,19	95,717	95,618	95,038	97,197	96,341	93,105	95,638
SiO2	0,006	0,007	0,033	0,007	0,009	0,009	0,013	0,008	0,012	0,012	0,017
Cr2O3	0,197	0,223	0,193	0,105	0,105	0,519	0,53	0,06	0,069	0,248	0,117
Al2O3	0,041	0,025	1,305	0,095	0,07	0,036	0,049	0,213	0,226	0,145	0,068
Nb2O5	0,024	0,049	0,018	1,328	1,31	0,089	0,118	0,711	1,264	2,424	0,054
FeO	0,065	0,079	0,082	0,863	1,104	0,115	0,097	0,791	0,825	0,098	0,098
V2O5	0,505	0,555	0,551	0,609	0,613	0,521	0,509	0,465	0,55	0,653	0,429
ZrO2	0	0,005	0,008	0,149	0,158	0,003	0	0,111	0,141	0,028	0,001
Total	100,101	100,036	100,929	98,345	99,085	96,909	96,354	99,556	99,36	97,439	96,423
n° cations											
TiO2	0,9918	0,9909	0,9763	0,9749	0,9741	0,9879	0,9876	0,9812	0,9757	0,9648	0,9921
SiO2	0,0001	0,0001	0,0004	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002
Cr2O3	0,0021	0,0023	0,002	0,0011	0,0011	0,0056	0,0058	0,0006	0,0007	0,0027	0,0013
Al2O3	0,0006	0,0004	0,0202	0,0015	0,0011	0,0006	0,0008	0,0034	0,0039	0,0023	0,0011
Nb2O5	0,0001	0,0003	0,0001	0,0082	0,008	0,0006	0,0007	0,0043	0,004	0,0151	0,0003
FeO	0,0007	0,0009	0,0009	0,0098	0,0125	0,0013	0,0011	0,0089	0,0082	0,0095	0,0011
V2O5	0,0044	0,0049	0,0048	0,0055	0,0055	0,0047	0,0046	0,0041	0,0049	0,0059	0,0039
ZrO2	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0,0007	0,0007	0,0002	0
Total	0,9999	0,9998	1,0048	1,0022	1,0034	1,0009	1,0009	1,0033	1,0022	1,0008	1,0001

Amostra Domínio wt%	CAI 67	Rutilo 1 Incluso em grt	Rutilo 2 Matriz	Rutilo 3 Matriz	Rutilo 4 Matriz	CAI 69	Rutilo 1 Matriz	Rutilo 2 Matriz	Rutilo 3 Matriz
TiO2	93,724	93,964	100,15	96,312	97,346	98,352	99,879	97,872	95,124
SiO2	0,01	0,015	0,015	0,023	0,008	0,008	0,006	0,01	0,013
Cr2O3	0,246	0,234	0,097	0,157	0,158	0,161	0,126	0,106	0,13
Al2O3	0,119	0,085	0,041	0,332	0,033	0,023	0,131	0,037	0,048
Nb2O5	0,62	0,606	0,06	0,094	0,213	0,21	0,341	0,09	0,442
FeO	0,579	0,398	0,091	0,194	0,305	0,029	0,093	0,081	0,128
V2O5	0,63	0,634	0,404	0,727	0,449	0,442	0,566	0,528	0,639
ZrO2	0,624	0,611	0,021	0,083	0,039	0,046	0,074	0,073	0,066
Total	96,553	96,547	100,878	97,921	98,552	99,27	101,217	98,797	96,59
n° cations									
TiO2	0,9767	0,9784	0,9931	0,9839	0,9896	0,9914	0,9877	0,9911	0,9863
SiO2	0,0001	0,0002	0,0002	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002
Cr2O3	0,0027	0,0026	0,001	0,0017	0,0017	0,0017	0,0013	0,0011	0,0014
Al2O3	0,0019	0,0014	0,0006	0,0053	0,0005	0,0004	0,002	0,0006	0,0008
Nb2O5	0,0039	0,0038	0,0004	0,0006	0,0013	0,0013	0,002	0,0005	0,0028
FeO	0,0067	0,0046	0,001	0,0022	0,0035	0,0003	0,001	0,0009	0,0015
V2O5	0,0058	0,0058	0,0035	0,0065	0,004	0,0039	0,0049	0,0047	0,0058
ZrO2	0,0042	0,0041	0,0001	0,0006	0,0003	0,0003	0,0005	0,0005	0,0004
Total	1,0021	1,0009	0,9999	1,0011	1,001	0,9994	0,9996	0,9996	0,9991

Amostra Domínio wt%	CAI 69 Rutilo 4 Matriz	Rutilo 5 Matriz	Rutilo 6 Matriz	Rutilo 7 Matriz
TiO2	97,243	98,868	98,012	96,876
SiO2	0,042	0,013	0,013	0,027
Cr2O3	0,239	0,076	0,093	0,113
Al2O3	0,649	0,053	0,033	0,063
Nb2O5	0,216	0,112	0,057	0,395
FeO	0,289	0,127	0,071	0,211
V2O5	1,014	0,51	0,588	0,605
ZrO2	0,035	0,047	0,056	0,058
Total	99,727	99,806	98,925	98,348
n° cations				
TiO2	0,9753	0,9911	0,991	0,9866
SiO2	0,0006	0,0002	0,0002	0,0004
Cr2O3	0,0025	0,0008	0,001	0,0012
Al2O3	0,0102	0,0008	0,0005	0,001
Nb2O5	0,0013	0,0007	0,0003	0,0024
FeO	0,0032	0,0014	0,0008	0,0024
V2O5	0,0089	0,0045	0,0058	0,0054
ZrO2	0,0002	0,0003	0,0004	0,0004
Total	1,0022	0,9998	0,9994	0,9998

ANEXOS III – MAPA DE PONTOS



Mapa de Pontos - Folha Nerópolis



Legenda

Litologia

Granulito Máfico

Granulito Félsico

Granulito Pelítico

13 - sillimanita - granada gnaiss com espinélio

14 - sillimanita - granada gnaiss com cordierita

33 - espinélio - sillimanita - granada gnaiss protomilonítico

67 - granada gnaiss com espinélio e sillimanita

Gnaiss Migmatítico

9 - biotita gnaiss

69 - biotita - granada gnaiss

Migmatito

Rocha Ígnea

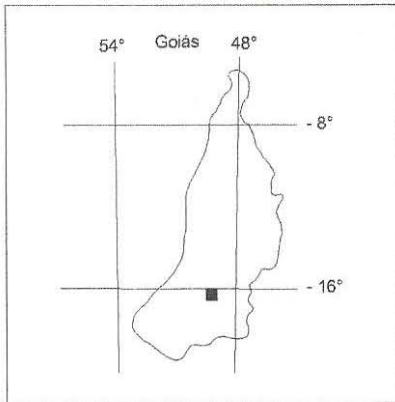
4 - Gabro norito

Rochas Retrometamórficas

14B - clorita - cloritóide - muscovita - granada gnaiss migmatítico com espinélio

56 - cianita-estaurolita-granada gnaiss

62 - cianita-granada-cloritóide gnaiss



ITAGUARU MI-2211	JARAGUA MI-2212	PIRENÓPOLIS MI-2213
ITABERAÍ MI-2255	NERÓPOLIS MI-2256	ANÁPOLIS MI-2257
NAZÁRIO MI-2295	GOIÂNIA MI-2296	LEOPOLDO BULHÕES MI-2297

Escala 1:100000



Mapa de Pontos - Folha Itaberaí



Legenda

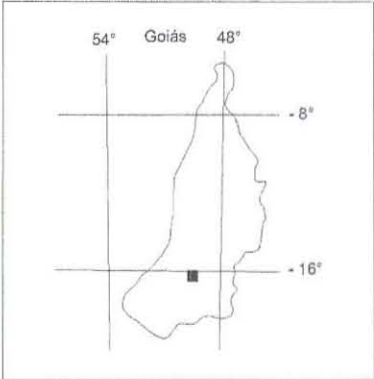
Litologia

- Granulito Máfico
- Granulito Félsico
- Granulito Pelítico

- 34D - granada gnaissé com espinélio
- 40A - espinélio - sillimanita - granada gnaissé
- 43A - granada gnaissé com sillimanita
- 44 - sillimanita - espinélio - granada gnaissé
- 104 - sillimanita - granada gnaissé com espinélio
- 105 - sillimanita - espinélio - granada gnaissé
- 110 - sillimanita - granada gnaissé com espinélio
- 115 - sillimanita - granada gnaissé com espinélio

Rochas Retrometamórficas

- 34C - sillimanita - estauroлита(?) - granada gnaissé com espinélio
- 40C - espinélio - granada - sillimanita gnaissé com estauroлита (?)



SD-22-Z-C-V	ITAGUARU	JARAGUA
SE-22-X-A-II	ITABERAÍ	NERÓPOLIS
SE-22-X-A-V	NAZÁRIO	GOIÂNIA

