Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo
Departamento de Mineralogia e Geotectônica

**Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando
como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA, e do Complexo
Anápolis-Itauçu, GO**

Dr. Renato de Moraes

Tese de Livre Docência

2013

*"...just as there are granites and granites,
there most certainly are
granulites and granulites"*

Moorbath, 1984

Queremos buscar a verdade, não importa aonde ela nos leve. Mas para encontrá-la, precisaremos tanto de imaginação quanto de ceticismo. Não teremos medo de fazer especulações, mas teremos o cuidado de distinguir a especulação do fato.

Carl Sagan

Eu não quero acreditar, eu quero conhecer.

Carl Sagan

Dedico esse trabalho à minha mãe, **Verônica**,
por sua dedicação, amor e incentivo ao longo de toda a minha jornada e,
à memória de meu pai, **Sérgio**, que me deixou como herança algo muito valioso,
os meus estudos.

Resumo

A crosta continental inferior é formada principalmente por migmatitos, granulitos e granitos, sendo que a gênese dessas rochas está relacionada entre si pelo processo de fusão parcial. Os migmatitos são rochas que marcam locais de fusão parcial *in situ*, sendo nenhum ou quantidade apreciável de fundido possa ter sido perdido. Grande parte dos granulitos pode ser considerada como resíduos do processo de fusão, após intensa anatexia e retirada quase total do fundido. Os granitóides, por sua vez, são produtos da cristalização do magma gerado e coletado após o processo de anatexia que gerou migmatitos e granulitos. O presente trabalho investiga a formação de granulitos e migmatitos. Vários métodos termobarométricos foram aplicados à migmatitos e granulitos da Faixa Araçuaí, no sul da Bahia e do Complexo Anápolis-Itauçu, em Goiás.

Os migmatitos e granulitos da Faixa Araçuaí são agrupados sob o nome Complexo Jequitinhonha. Os tipos mais comuns são cordierita-granada diatexito e granulito félsico com ou sem granada. Leitões de granulito félsico ocorrem em meio aos migmatitos e a anatexia está relacionada à gêneses dos dois litotipos. Reações de fusão por desidratação foram cruzadas pelas rochas, gerando líquido granítico e produtos peritéticos, tais como granada e cordierita, nos diatexitos, e ortopiroxênio e granada, no granulito félsico. As condições *P-T* da fusão parcial e do metamorfismo granulítico foram calculadas com o THERMOCALC e com termobarometria convencional, usando o termobarômetro granada-ortopiroxênio e o barômetro granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo. As condições do pico metamórfico de 850 °C e 7 kbar foram calculadas para os diatexitos, considerando condições próximas da saturação de H₂O para a rocha. Valores semelhantes foram calculados para granada granulito félsico, ajustando a atividade de H₂O para valor de 0,3, com o qual a qualidade estatística dos resultados é a melhor.

No Complexo Anápolis-Itauçu ocorrem granulitos com paragêneses típicas de temperaturas ultra-altas. As amostras aqui investigadas apresentam espinélio + quartzo, paragênese que não pode ser usada, inequivocadamente, como diagnóstica de condições de temperatura ultra-alta, pois variações na composição química do espinélio pode expandir significativamente seu campo de estabilidade. Nas amostras investigadas o espinélio apresenta Fe³⁺, Cr e Zn, o que impede a inferência de temperaturas ultra-altas pela presença da paragênese. No entanto, condições de temperatura ultra-altas foram calculadas a partir de granulito com ortopiroxênio rico em Al₂O₃ e granada rica em piropo, com valores do pico metamórfico de 920 °C e 10 kbar. Outros resultados de temperaturas elevadas, > 900 °C, foram obtidos com o termômetro Zr em rutilo. Esse termômetro é bastante versátil, pois mesmo em rochas intensamente retrometamorfizadas, contendo cloritóide + cianita, temperaturas > que 850 °C foram obtidas. O retrometamorfismo intenso, em condições da fácies xisto verde e anfibolito, está ligado a influxo de fase fluida rica em H₂O e como não se sabe a idade deste evento, em relação ao pico metamórfico granulítico, não pode ser descartada a possibilidade de que seja de metamorfismo mais novo.

Em todas as rochas investigadas, as texturas ligadas à fusão parcial ou cristalização de líquido aprisionado *in situ* são inequívocas e muitas vezes responsáveis por parte do retrometamorfismo. A relação da anatexia com a formação de migmatitos e granulitos é aqui reforçada.

Abstract

The lower continental crust is primarily composed of migmatites, granulites and granites, and the genesis of these rocks are related to each other by partial melting. The migmatites are rocks that mark sites of in situ partial melting, where none or an appreciable amount of melt may have been lost. Most granulites can be regarded as residues from the partial melting process, after intensive anatexis and with almost complete withdrawal of generated melt. Granites, in turn, are the products of crystallization of the magma generated and collected after the process of generating migmatites and granulites. This work investigates the formation of granulites and migmatites.

Several thermobarometric methods were applied to migmatites and granulites of the Araçuaí Belt, in southern Bahia, and Anápolis-Itaçu Complex, Goiás. The migmatites and granulites of Araçuaí Belt are grouped under the name Jequitinhonha Complex. The most common types are garnet-cordierite diatexite and felsic granulite with or without garnet. Layers of felsic granulite occur among the migmatites and anatexis is related to the genesis of the two rock types. Dehydration melting reactions were crossed by these rocks, which generated granitic liquid and peritectic products, such as garnet and cordierite, in diatexites, and orthopyroxene and garnet, in felsic granulite. The *P-T* conditions of partial melting and granulite facies metamorphism were calculated with THERMOCALC and conventional thermobarometry, using the garnet-orthopyroxene thermobarometer and garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometer. The metamorphic peak conditions of 850 °C and 7 kbar were calculated for diatexites, considering conditions approaching saturation H₂O. Similar values were calculated for felsic garnet granulite by adjusting the H₂O activity to value of 0.3, which produced the best statistical results.

In the Anápolis-Itaçu Complex occur granulites with parageneses typical of ultra-high temperatures. The samples investigated here have spinel + quartz, paragenesis that can not be used, unequivocally, as diagnostic to infer ultra-high temperatures, because variations in the chemical composition of the spinel significantly expand its stability field. In the investigated samples spinel has Fe³⁺, Cr and Zn, which prevents the inference ultra-high temperatures by the presence of this paragenesis. However, conditions of ultra-high temperature were calculated from granulite with orthopyroxene rich in Al₂O₃ and pyrope-rich garnet with values for the metamorphic peak as 920 °C and 10 kbar. Other results of high temperatures > 900 °C, were obtained with Zr in rutile thermometer. This thermometer is very versatile, because even in intensely retrogressed rocks, containing chloritoid + kyanite, temperatures > 850 °C were obtained. The intense retro-metamorphism, in Green schist and amphibolite facies conditions, is linked to influx of fluid phase rich in H₂O, and as the age of this event in relation to granulite metamorphic peak is unknown, it can not be ruled out that it might be a younger metamorphic event.

In all investigated rocks, textures linked either to in situ partial melting or crystallization of trapped liquid are clear and often account for much of retrogression. The relationship of anatexis with the formation of migmatites and granulites is reinforced here.

Agradecimentos

Agradeço à FAPESP pela concessão de auxílio à pesquisa (04/09682-8) intitulada: “O papel dos líquidos silicáticos na evolução de rochas de alto grau da Faixa Brasília” que financiou parte do trabalho aqui apresentado.

Agradeço aos amigos Luiz Sérgio Amarante Simões, Reinhardt A. Fuck, Rudolph A. J. Trouw, Marcos Aurélio Farias de Oliveira, Michael Brown, Roger Powell, Thomas Zack, Andreas Möller, Johildo Salomão Barbosa, Mário da Costa Campos Neto, Gergely Andres Julio Szabó, Valdecir de Assis Janasi, Sílvio Roberto Farias Vlach, George Luis Luvizotto e Carlos Humberto da Silva com os quais tenho tido a oportunidade de discutir sobre rochas formadas em condições extremas de temperatura e pressão ao longo de vários anos, discussões que muito enriqueceram minhas ideias e conhecimento. Alguns foram meus professores, mas ao longo dos anos tornaram-se grandes amigos e parceiros na investigação e discussão sobre a origem das rochas da crosta inferior.

Aos meus alunos: Bruno Daniel Lenhare, Maíra Cidade Caiuby Sugawara, Roberta Pisanelli Lima, Rafael Gonçalves da Motta, Maurício Pavan Silva, Denise Abdo Marcondes Trindade, Elisa Levatti Alexandre, Lígia Liz Sanvezzo Garcia, Andrea Prendalia Harabari, Samuel Furquim Júnior, Rafaela Machado Gengo, Laísa de Assis Batista, Aline Mota de Souza, Renata Ferreira de Barros, Renato Bezner Martinez, Beatriz Yuri Benetti Silva e Leonardo Brenguere Leão Lopes. Eles são os donos de muitas das perguntas novas que têm servido de motor para as minhas, não, para as nossas pesquisas.

Para Simone Gioia, esposa, companheira, amiga e fiel escudeira, agradecimento especial pela sua paciência, amor, carinho e incentivo constante.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	9
1.1. Objetivos	11
1.2. Materiais e Métodos.....	11
2. REVISÃO SOBRE FUSÃO, MIGMATITOS E GRANULITOS	13
2.1. Fusão	13
2.1.1. Reações de fusão	14
2.1.1.1. Fusão em sistema haplogranítico	19
2.1.1.2. Adição de outros componentes ao sistema haplogranítico.....	19
2.1.1.4. Fusão da biotita	22
2.1.1.5. Fusão da hornblenda e zoisita	24
2.1.2. Comentário sobre o “jargão” das reações de fusão	25
2.2. Migmatitos	25
2.2.1. Histórico	26
2.2.2. Definições	29
2.2.3. Cristalização do leucossoma	31
2.3. Granulitos	32
2.3.1. Definições	33
2.3.1.1. Histórico e definição de granulito	33
2.3.1.2. Nomenclatura.....	37
2.3.2. Limites da Fácies Granulito e Paragêneses Diagnósticas	37
2.3.3. A relação entre fusão e geração de granulitos.....	44
3. MIGMATITOS E GRANULITOS DA FAIXA ARAÇUAÍ NO SUL DA BAHIA	45
3.1. Introdução	45
3.1.1. Termobarometria aplicada à granulitos e migmatitos: problemas e restrições	45
3.2. Contexto Regional da Faixa Araçuaí	50
3.3. Localização da área de estudo	53
3.4. Aspectos de campo e petrografia dos migmatitos e granulitos	53
3.4.1. Cordierita-granada diatexitos.....	54
3.4.1.1. Neossoma: leucossoma e resíduo sólido.....	54
3.4.1.3. Veios graníticos	63
3.4.2. – Granulito félsico	63
3.5. Química dos minerais	64
3.5.1. Granada.....	66
3.5.2. Cordierita.....	68
3.5.3. Feldspatos.....	68
3.5.4. Ortopiroxênio	68
3.5.5. Biotita.....	68
3.6. Metamorfismo, fusão e cálculo de temperatura e pressão	69
3.7. Conclusão.....	73
4. OS GRANULITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU NA REGIÃO ENTRE INHUMAS, ITAUÇU E PETROLINA DE GOIÁS.....	74
4.1. Introdução	74

4.2. Geologia Regional	75
4.3. Geologia do Complexo Anápolis-Itauçu na região entre Inhumas, Itauçu e Petrolina de Goiás.....	79
4.3.1. Perfil Inhumas – Ouro Verde de Goiás.....	79
4.3.2 Perfil Itauçu - Petrolina de Goiás	83
4.4. Petrografia	85
4.4.1. Granulitos.....	85
4.4.2. Norito.....	92
4.4.3. Rochas intensamente retrometamorfizadas.....	95
4.5. Química Mineral	96
4.5.1. Ortopiroxênio, plagioclásio e granada em granulito bandado (CAI-43).....	97
4.5.2. Granada	99
4.5.3 Espinélio.....	102
4.5.4. Rutilo	103
4.6. Metamorfismo do Complexo Anápolis-Itauçu na região entre Inhumas e Itauçu.....	105
4.5 Conclusões	113
5. DISCUSSÕES SOBRE GÊNESE DE GRANULITOS E MIGMATITOS.....	114
6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	118

1. Introdução

Os processos que são responsáveis pela sua geração e modificação da crosta continental inferior podem ser investigados indiretamente, pela geofísica, ou pela observação dos terrenos com rochas metamórficas das fácies anfibolito superior, granulito e eclogito. Em geral, esses terrenos são constituídos de gnaiss, anfibolito, migmatito, granulito, eclogito e corpos intrusivos, oriundos da cristalização de magma granítico ou basáltico. As reações no estado sólido são responsáveis pela formação das rochas metamórficas, mas na crosta média e inferior reações de fusão começam a ser cruzadas quando temperaturas em excesso de 700 °C são alcançadas. Desse modo, as rochas das fácies anfibolito superior e granulito estão intimamente associadas aos migmatitos e rochas graníticas.

A relação entre fusão e origem de granulitos não é uma ideia nova, e foi introduzida por Fyfe (1973). A sua base é simples, pois como os granulitos são rochas formadas por fases predominantemente anidras, feldspatos e piroxênios, com quantidades muito pequenas de minerais hidratados, tais como hornblenda ou biotita, Fyfe propôs que a desidratação da rocha original teria se dado pela fusão das fases hidratadas, deixando para trás resíduo anidro, ou o granulito. Ainda há o fato de que muitos granulitos são quimicamente empobrecidos em elementos incompatíveis, principalmente LILE e ETR_{leves}, pois esses elementos são particionados preferencialmente para os líquidos graníticos. Assim, os granulitos podem ser considerados como resíduos de fusão após a extração do líquido granítico.

A formação de granulitos exige gradiente geotérmico intenso com geotermas extremamente perturbadas e o ambiente de colisão continental é um dos mais favoráveis à sua formação. No entanto, só o calor gerado pelo decaimento radioativo dos elementos durante o estágio de relaxamento termal da colisão não é suficiente para a formação de granulitos, sendo necessária fonte adicional de calor (*e.g.* England & Thompson, 1984; Jamieson *et al.*, 1998). Calor proveniente de intrusões basálticas na base da crosta continental (*magmatic underplating*) foi um modelo de bastante sucesso nas décadas de 1980 e 1990 (Bohlen, 1987, 1991) para gerar o calor adicional necessário para formação de granulitos. O grande problema associado ao modelo é que o volume de magma necessário para gerar anomalias térmicas grandes o suficientes para geração de granulitos deve ser igual ao da crosta a ser metamorfizada (Ashwall *et al.*,

1992), e como grandes volumes de gabbro não metamorfizado são incomuns em terrenos granulíticos, diferentes possibilidades devem ser examinadas. Produção adicional de calor pode ser proveniente de lascas crustais ricas em elementos radioativos e produtores de calor (TARM - *tectonically accreted radioactive material*), quando essas são acrescidas na base da crosta e levadas a profundidades mantélicas durante a colisão (Jamieson *et al.*, 1998). O problema do modelo é a subducção de uma lasca adicional da crosta superior em tais profundidades. Um dos modelos mais interessantes para trazer influxo adicional de calor para a base da crosta continental está relacionado aos ambientes colisionais, em que o manto litosférico após sofrer duplicação, torna-se muito denso e instável, sendo removido por erosão termal ou por delaminação. Quando isso ocorre o manto litosférico é substituído pela astenosfera, que é muito mais quente, e a base da crosta continental é superaquecida, gerando metamorfismo intenso e fusão (England, 1994). Em modelo dinâmico de ambiente colisional, em que as rochas da base da crosta continental entram no campo da fusão e quantidades significativas de migmatitos e magma são geradas, essa porção reologicamente enfraquecida começa a ser expulsa da base da crosta em canal de fluxo de material (*channel flow*) e passa por cima das rochas continentais em contínua subducção, já em aquecimento e que acabam por ser soterradas por rochas e material granítico em altas temperaturas, gerando condições da fácies granulito e mesmo de temperaturas ultra-altas (Jamieson *et al.*, 2004, 2011).

A maior parte dos experimentos para calibração de geotermobarômetros é feita em janela de temperatura e pressão que se sobrepõe a das condições da fácies granulito, isso deveria facilitar a aplicação desses métodos para a determinação das condições do pico metamórfico de granulitos. No entanto, como os granulitos são rochas formadas em condições de temperaturas mínimas de 800 °C na base da crosta continental, o resfriamento é lento, facilitando a difusão tardia entre Fe e Mg em minerais como granada e piroxênios, o que pode apagar completamente a composição que os minerais tinham durante o pico metamórfico (Spear & Florence, 1992; Pattison *et al.*, 2003). Deste modo, é necessária a aplicação de geotermobarômetros que sejam menos sensíveis ao resfriamento, ou independentes da razão Fe/Mg dos minerais, por exemplo, como termômetro Zr em rutilo (Zack *et al.*, 2004; Tomkins *et al.*, 2007). Os métodos que tentam corrigir ou recuperar a composição dos minerais do pico metamórfico podem produzir bons resultados (Fitzsimons & Harley, 1994; Pattison & Bégin, 1994; Moraes &

Fuck, 2000; Pattison *et al.*, 2003).

Não é só difícil em muitos casos determinar as condições P - T do pico metamórfico para granulitos, mas como muitos são resíduos de fusão, a presença de fase silicática fundida coexistindo com as fases do pico metamórfico pode facilitar e acelerar a difusão de alguns elementos nesses minerais ou mesmo destruí-los por reações retrometamórficas, outras retro reações (*back-reactions*), como proposto por Kriegsman & Hensen (1998). A coexistência com líquido silicático pode consumir, durante o resfriamento, os minerais do pico metamórfico, transformando-os em fases hidratadas, tais como biotita, anfibólio e cordierita, mais quartzo e feldspatos (White & Powell, 2002, 2010), sendo que o efeito retrometamórfico é ainda maior nos granulitos portadores de associações minerais de temperatura ultra-alta (Moraes *et al.*, 2002), formadas em temperaturas em excesso de 900 °C (Harley, 1998).

A investigação de granulitos e migmatitos é instigante e pode ser explorada com várias ferramentas e contextos diversos, tais como tectônico, metamórfico, participação de fluídos, interação com fundidos, geoquímico, textural, entre outros. O objetivo do trabalho é investigar alguns temas importantes sobre rochas da fácies granulito, incluindo equilíbrio químico de associações de temperatura ultra-alta, termobarometria e retrometamorfismo, usando como exemplos rochas da Bahia e de Goiás.

1.1. Objetivos

O objetivo do presente trabalho é a investigação dos processos relacionados à formação de migmatitos e granulitos. A investigação será feita com descrição petrográfica, análise textural e aplicação de métodos de termobarometria. Os alvos que serão usados como exemplos nessa investigação são os migmatitos e granulitos da Faixa Araçuaí, do sul da Bahia, e do Complexo Anápolis-Itauçu, Goiás, incluindo granulitos com paragêneses de temperatura ultra-alta.

1.2. Materiais e Métodos

O desenvolvimento presente projeto é baseado em trabalhos de campo realizados em várias etapas entre 1997 e 2008, com visitas de afloramentos em perfis regionais ou com mapeamento de semi-detalle.

De grande parte das amostras coletadas foram feitas lâminas delgadas, descritas

em microscópio Axioplan Zeiss. As amostras texturalmente mais interessantes, com texturas de equilíbrio ou com texturas reacionais presentes, coronas, simplectitos, ou intercrescimentos complexos, denotando desequilíbrio das fases, foram laminadas novamente e polidas para que as fases fossem analisadas com microsonda eletrônica. Três microssondas foram utilizadas no trabalho:

- CAMECA, modelo SX 100, com quatro espectrômetros munidos com dois cristais TAP, um LIF e um PET; as análises foram feitas com condições de 15 kV, 15 nA e feixe de 5 μm . As análises foram feitas em Clermont-Ferrand, França;

- JEOL, modelo JXA-8900 SuperProbe, com cinco espectrômetros, três TAP, um LIF e um PET; as condições de operação são de 15 kV, 20 nA e feixe com diâmetro de 5-10 μm . O equipamento foi usado na Universidade de Maryland, Estados Unidos.

- JEOL, modelo 8600, com silicatos analisados com condições de 15 kV, 20 nA e feixe entre 5 e 10 μm , enquanto rutilo foi analisado com condições de 20kV, 120 nA e feixe de 5 μm , seguindo o protocolo de calibração de Zack *et al.* (2004).

Os métodos termobarométricos usados são discutidos com detalhe em cada capítulo.

2. Revisão sobre fusão, migmatitos e granulitos

2.1. Fusão

Parte da Petrologia Ígnea se dedica a entendimento da cristalização do magma, enquanto que a Petrologia Metamórfica aos processos de transformação no estado sólido. Entretanto, com o aumento progressivo da temperatura do metamorfismo, as condições de fusão parcial, ou anatexia, das rochas, são alcançadas, gerando sobreposição entre as duas petrologias, nos processos que envolvem altas temperaturas, nos quais são gerados migmatitos, granulitos e os líquidos silicáticos precursores do magma.

Alguns conceitos são importantes para o início da discussão sobre fusão:

- fusão parcial ou anatexia – processo pelo qual as rochas são submetidas à fusão parcial na crosta terrestre ou no manto;

- *solidus* – é a curva ou superfície que marca o aparecimento do primeiro fundido a partir do aquecimento de material cristalino;

- *liquidus* – é a curva ou superfície que marca o aparecimento do primeiro cristal ou da primeira associação mineral cristalina durante o resfriamento de material totalmente fundido;

- fundido ou líquido silicático (*melt*) – são aqui usados como sinônimos do líquido granítico gerado pela fusão de rochas crustais silicáticas, tais como granitóides, xistos, gnaisses, anfibolitos, granulitos, etc;

- magma – material formado por fusão parcial e constituído por líquido silicático, fase fluida (gases) e cristais, estes reliquias da rocha original ou já cristalizados do próprio fundido;

- fusão congruente – ocorre em sistemas cujas fases sólidas não reagem entre si para formar fases intermediárias durante a fusão, que gera fundido de composição dada pela soma da composição das fases;

- fusão incongruente – em sistemas cujas fases sólidas reagem entre si para formar fases intermediárias e fundido. As fases fundem parcialmente, gerando resíduo(s) sólido(s) de composição intermediária entre as fases originais do sistema mais líquido, cuja composição não representa a do sistema como um todo. As fases sólidas residuais formadas são ditas peritéticas, pois se formam em ponto peritético do sistema.

2.1.1. Reações de fusão

As reações de fusão são aquelas que quando cruzadas têm como um dos produtos o fundido, ou líquido silicático, precursor do magma. As reações de fusão têm início nos sítios em que os minerais que são os reagentes da reação de fusão estão em contato. As primeiras gotas de fundido ficam aprisionadas entre os grãos formando ângulos diedrais maiores que 60° (Fig. 1a, b) e quando a taxa de fusão aumenta, dissolvendo as arestas dos grãos, permitindo que as gotas comecem a coalescer, são formados canalículos e os ângulos diedrais diminuem para 30° (Fig. 1c, d). A relação entre conectividade e diminuição do ângulo diedral pode parecer, à primeira vista, incoerente, mas quando isso é visto em esquema em três dimensões (Fig. 1a) é possível entender que altos ângulos diedrais são formados por gotas isoladas e aprisionadas entre paredes de sólidos, enquanto que quando as arestas dos grãos são fundidas, os canalículos são formados e embora o ângulo diedral seja menor, a conectividade aumenta. O líquido pode se mover, ser coletado para formação de leucossoma, veios, diques, e corpos de magma de maior porte. Isso é observado tanto em experimentos (*e.g.* Rushmer, 2001; Kohlstedt, 2002) quanto na natureza (*e.g.* Holness & Sawyer, 2008).

Fig. 1a – Gotas de fundido geradas e aprisionadas nas junções tríplices dos minerais reagentes de uma reação genérica de fusão. b – Ângulo diedral $\theta > 60^\circ$ entre sólido e líquido que impede a gota de líquido formada de se comunicar com as outras e formar canalículos na rocha que interconectam o fundido formado. Retirado de Kohlstedt (2002).

(continuação) Fig. 1c – Estágio avançado de fusão em que as arestas dos grãos já foram fundidas formando (d) ângulo diedral $\theta < 60^\circ$ entre sólido e líquido permitindo a conexão entre as gotas de fundido e formando canalículos de fundido. Retirado de Kohlstedt (2002).

As reações de fusão podem ser divididas em quatro tipos principais: 1) envolvendo só sólidos em presença de H_2O ; 2) envolvendo minerais hidratados (micas e anfibólios) com excesso de H_2O ($a_{H_2O} = 1$); 3) envolvendo minerais hidratados sem presença de H_2O ($a_{H_2O} < 1$) e; 4) envolvendo só fases sólidas e sem H_2O . No espaço P - T cada uma dessas reações apresenta forma e inclinação definidas (Brown & Fyfe, 1970).

As reações envolvendo H_2O em excesso ($a_{H_2O} = 1$) apresentam inclinação negativa e ΔV positivo. A inclinação da curva fica cada vez menor tendendo a ser assintótica em pressões baixas (Fig. 2b). Isso ocorre, pois a H_2O apresenta maior solubilidade no fundido em pressões elevadas, fazendo com que a temperatura de fusão seja menor em pressões mais elevadas do que em pressões baixas, o efeito ainda é acentuado em pressões menores que 4 kbar em líquidos silicáticos, fazendo com que as temperaturas de fusão nessas condições sejam mais elevadas. Isso tem a implicação de que o fundido gerado nessas condições não possa ascender na crosta, já que cruza a curva de *solidus* com pequena descompressão. A variação positiva do volume molar do sistema após o cruzamento da reação de fusão implica que para a pressão do sistema não aumentar, em virtude do aumento do volume, o líquido deve ser retirado do sistema e o espaço gerado, ser acomodado pela deformação. Isso funciona como auto-mecanismo para “bombear” o fundido para fora da rocha, como sugerido por dados experimentais (Rushmer, 2001). Essas reações de fusão com excesso de H_2O apresentam o mesmo comportamento quando envolvem minerais anidros, como no sistema haplogranítico (Qtz+Ab+Kfs), ou

minerais hidratados. O caso mais comum é o da muscovita, como será discutido a seguir. A primeira fração de fundido gerada é saturada em H_2O , mas o volume produzido é reduzido, já que depende da quantidade de H_2O no sistema. Se não existir tamponamento externo da água, ou seja, com influxo constante da mesma, a reação logo cessa, pois a quantidade de H_2O livre nas rochas é normalmente baixa, haja vista que a água produzida pelas reações de desidratação previamente cruzadas tem que ser retirada do sistema para que o mesmo possa continuar sua evolução termodinâmica. Uma vez que a água disponível seja particionada para o fundido, para a rocha continuar a sofrer fusão parcial, reações de fusão em ausência de H_2O devem ser cruzadas.

Fig. 2 – Forma de curvas de fusão para sistemas graníticos. a) fusão seca, sem presença de H_2O no sistema. b) curva de fusão com excesso de H_2O . c) curva de fusão por desidratação de minerais hidratados no sistema granítico, no caso biotita. No primeiro caso, o líquido gerado é anidro, no segundo ocorre saturação em H_2O do líquido gerado e no terceiro o líquido é insaturado em H_2O . s = sólido, l = líquido, g = gás (fluido supercrítico). Retirado de Fyfe (1973).

As reações de fusão envolvendo fases hidratadas (micas, epidoto, anfibólio) sem a presença de H_2O são denominadas de reações de fusão sem fluido ou vapor (*fluid or vapour absent melting*) ou fusão por desidratação (*dehydration melting*). No espaço P - T as reações apresentam inclinação positiva e, consequentemente, ΔV negativo (Fig. 2c). A maior parte da fusão das rochas crustais ocorre envolvendo esses tipos de reação, dentro da fácies granulito, em temperaturas entre 830 e $>900^{\circ}\text{C}$ (Clemens & Vielzeuf, 1987; Stevens *et al.*, 1997). O líquido gerado é insaturado em H_2O e fases peritéticas também são geradas como produto da reação. Como a variação de volume é negativa, a deformação precisa acomodar a diferença de volume gerada. Essas reações são responsáveis pela geração do grande volume de granitos crustais e dos granulitos residuais.

Quando a fusão ocorre com excesso de H_2O a $a_{H_2O} = 1$, mas se o sistema é insaturado em H_2O a $a_{H_2O} < 1$. Isso ocorre com o aumento da temperatura após o cruzamento da reação de fusão saturada em H_2O ou mesmo de reações de fusão por desidratação. Novos incrementos na fusão da rocha são alcançados pelo cruzamento de linhas de fusão com a $a_{H_2O} < 1$. Pequenos incrementos de temperatura conseguem atingir curvas com a a_{H_2O} até 0,8, depois disso, os incrementos de temperatura são mais significativos e ficam maiores entre valores de $a_{H_2O} = 0,3$ e 0, o último correspondendo à fusão completamente anidra. Enquanto o primeiro fundido gerado nas reações de fusão com H_2O em excesso são saturados em H_2O , a fusão por desidratação gera líquidos cada vez mais e mais insaturados em H_2O (Fig.3a, b).

Fig. 3a) Curvas de *solidus* fusão para o sistema Qtz-Ab-Or- H_2O envolvendo diferentes valores de atividade de H_2O . As curvas de fusão saturadas em H_2O apresentam inclinação desde levemente negativa até positiva, enquanto as insaturadas em H_2O , ou com $a_{H_2O} < 1$, são sempre com inclinação positiva. b) Porcentagem de H_2O dissolvida no fundido, com máximo de H_2O dissolvida no líquido quando o *solidus* hidratado é cruzado, valores intermediários nas frações de líquido geradas com o aumento de T até fração anidra de líquido ser gerada quando a fusão ocorre após todas as fases hidratadas terem sido consumidas. Retirado de Johannes (1990).

As reações de fusão envolvendo somente sólidos são raras na crosta, ocorrendo em condições extremas de metamorfismo, regional ou de contato, mas ocorre principalmente no manto. As reações apresentam inclinação positiva no espaço P - T (Fig. 2c) e ΔV negativo. Em rochas crustais seria equivalente à rocha atingir às condições de *liquidus*.

Quando a rocha apresenta duas fases hidratadas, por exemplo, muscovita e biotita ou hornblenda e zoisita, existem aspectos interessantes que podem ser

generalizados a respeito da fusão, independente da composição do protolito. Em baixa temperatura as duas fases em geral coexistem com fase fluida, com o aumento da temperatura a fase mais hidratada quebra gerando fundido saturado em H_2O e a outra fase hidratada pode ser produto peritético da reação ou não. A fase mais hidratada quebra finalmente em condições de fusão em ausência de H_2O e produz líquido insaturado em H_2O . A fase menos hidratada tem maior campo de estabilidade em pressões intermediárias, pode quebrar por desidratação ou por fusão antes do que a fase mais hidratada em pressões elevadas. Em alguns casos, as reações de fusão podem até se cruzar em pressões mais elevadas invertendo a ordem de fusão das fases em alta pressão (Vielzeuf & Schmidt, 2001). A forma, inclinação e curvada do *solidus* muda de baixa para alta pressão. Em baixa P , o *solidus* tem inclinação negativa, pois nessas condições o fundido tem capacidade de dissolver menor quantidade de H_2O e a temperatura de fusão é maior; com o aumento da pressão a inclinação fica cada vez maior, chegando próximo da verticalidade, já que o fundido dissolve mais H_2O e a rocha funde em temperaturas menores. Em alta pressão o *solidus* fica com inclinação positiva, já que a fase hidratada é mais estável do que o fundido (Fig. 4, Vielzeuf & Schmidt, 2001).

Fig. 4 – Diagrama P - T com curvas genéricas de fusão envolvendo duas fases hidratadas, mas com uma delas mais rica em H_2O do que a outra. O diagrama consegue comparar o comportamento das curvas de fusão de modo esquemático para qualquer rocha que apresente pelo menos duas fases hidratadas, tais como muscovita e biotita, para pelitos e rochas quartzo-feldspáticas, ou hornblenda e zoisita, no caso das rochas basálticas. A fase mais rica em H_2O funde primeiro em baixa pressão, mas resiste a maiores temperaturas em altas pressões. Retirado de Vielzeuf & Schmidt (2001).

2.1.1.1. Fusão em sistema haplogranítico

Revisão detalhada sobre o sistema haplogranítico foi apresentada por Johannes & Holtz (1996), Holland & Powell (2001) e White *et al.*, (2001). O sistema haplogranítico se refere à fusão de rocha granítica no sistema químico mais simples possível, NaKASH, que representa o mínimo granítico, rocha composta por quartzo, albita, ortoclásio, em presença de H₂O, ou por quartzo e feldspato alcalino em presença de H₂O. O sistema é derivado da integração dos dados de fusão separada de albita, ortoclásio e quartzo em presença de H₂O, resultando em sistema NaKASH. Na natureza a fusão de rocha representada estritamente por esse sistema é rara, pois representa composição eutética o que não é comum de ser observado em grandes volumes. A composição representa o mínimo granítico, líquido que cristaliza na temperatura mais baixa, em torno de 650 °C a 4 kbar e 630 °C a 16 kbar (Johannes & Holtz, 1996). Segundo os mesmos autores, o aumento da pressão litostática contribui para que maior quantidade de H₂O seja dissolvida no fundido, assim a temperatura de fusão em pressões elevadas é menor. Tanto a pressão litostática quanto a H₂O dissolvida controlam a razão Qtz/Ab/Or no fundido, com o aumento da primeira é seguido por maior dissolução de albita no líquido enquanto a sílica diminui; acima de 20 kbar o quartzo permanece sólido no resíduo fazendo com que a composição do líquido gire em torno de sienito ou quartzo sienito. A fusão do sistema haplogranítico anidro ainda não foi definida com precisão e varia nos experimentos disponíveis, mas são superiores a 950 °C (Holland & Powell, 2001).

2.1.1.2. Adição de outros componentes ao sistema haplogranítico

A fusão de rochas com plagioclásio, granodiorito e tonalito, apresenta temperaturas mais baixas do que o sistema haplogranítico quando a fusão ocorre em presença de H₂O. Contudo as temperaturas de fusão são maiores que 850 °C se a fusão ocorrer em sistemas anidros (Johannes & Holtz, 1996). Durante a fusão de rochas em que a proporção de plagioclásio é muito maior do que a de feldspato potássico, por exemplo, em tonalito, o feldspato potássico funde primeiro e o componente albita se particiona preferencialmente para o líquido e o plagioclásio residual torna-se rico em anortita. Isso já foi observado em migmatitos (Mehnert & Büsch, 1982) e em granitos já foram observados grãos de plagioclásio com núcleos de composição An₆₀₋₈₀, envoltos por bordas ricas em albita, sendo os núcleos considerados resíduo de fusão (Chappell *et al.*, 1987).

Em virtude das altas temperaturas envolvidas para fusão das rochas graníticas com plagioclásio em sistema anidro, a sua fusão só ocorreria em volumes significativos em condições da fácies granulito superior (Clemens, 1990; Clemens & Walkins, 2001), mas tem sido proposto que o influxo de H₂O em rochas graníticas submetidas a temperaturas elevadas é responsável pela sua fusão, que pode chegar a valores entre 25 e 30 % (Sawyer, 2010). Ainda, em algumas dessas rochas, a fusão se dá por reação equivalente ao sistema haplogranítico, quartzo + feldspato potássico + plagioclásio, com fusão preferencial dos dois primeiros componentes, deixando para trás, resíduo rico em plagioclásio rico em Ca e biotita (Sawyer, 2010).

2.1.1.3. Fusão da muscovita (com e sem H₂O)

Em rochas pelíticas que possam ser representadas pelo sistema KFMASH, a primeira reação de fusão é a da muscovita em presença de H₂O, via reação 1, produzindo Al₂SiO₅ e líquido, sillimanita entre 6 e 8 kbar e cianita acima de 8 kbar, em temperatura mínima de ~720 °C (Spear *et al.*, 1999; Fig. 5). A quantidade de fundido gerado depende da quantidade de H₂O presente na rocha, e se a quantidade for significativa, até 70% da muscovita presente pode fundir dando origem ao primeiro leucossoma de fácil distinção na rocha (Spear *et al.*, 1999).

Muitos xistos quando cruzam essa reação, no entanto, já estão bastante desidratados, gerando produção mínima de fundido ou a rocha pode cruzar a reação e nada acontecer pela falta de H₂O, ou seja, é como se ela não existisse (Spear *et al.*, 1999). Nesse caso, a próxima reação a ser cruzada (reação 2), muscovita em presença de quartzo, produz além do líquido granítico, Al₂SiO₅ e feldspato potássico. Essa reação é responsável pela produção do volume principal de feldspato potássico peritético em migmatitos e, possivelmente, em granulitos de derivação de protolito sedimentar. Como as reações 1 e 2 emanam do mesmo ponto invariante (Fig. 5), a diferença de temperatura entre elas é pequena no campo de estabilidade da sillimanita, apresentando maior diferença no campo da cianita.

Fig. 5 – Diagrama P - T com reações de fusão de muscovita e biotita nos sistemas KFMASH, KFASH e KFMASH. Retirado de Spear *et al.* (1999).

A muscovita aceita certa quantidade de MgO (celadonita) e FeO (ferro-celadonita) em sua composição e isso pode gerar alguma biotita peritética como subproduto da reação 2, como determinado em experimentos para sistemas pelíticos (Vielzeuf & Holloway, 1988). A biotita formada nessas condições pode desenvolver melanossoma nas bordas do leucossoma ou mesmo cristais dentro do mesmo. A reação ocorre no sistema KFMASH em temperatura algo mais elevada do que a reação 2 no sistema KASH, entre 20 e 30 °C (Vielzeuf & Holloway, 1988).

Variação comum e importante da reação 2 ocorre em semi-pelitos ou em wackes pela adição de plagioclásio, expandindo o sistema para NKASH, NCKASH ou NCKFMASH. A adição de albita pura no sistema coloca o ponto invariante de onde emanam as reações 1 e 2 em condições de 650 °C e 3,8 kbar (Spear *et al.*, 1999), facilitando a fusão em condições mais brandas e produzindo volume maior de fundido. A adição de Ca aumenta

levemente a temperatura mínima de fusão (Spear *et al.*, 1999). Em modelamento termodinâmico em sistema químico complexo, NCKFMASHTO, para composições de wackes diversas, é notado que a reação equivalente no sistema citado é comum e funciona como uma das espinhas dorsais da fusão, mesmo em sistemas e composições químicas diferentes de pelitos (Johnson *et al.*, 2008).

2.1.1.4. Fusão da biotita

Após a fusão total da muscovita, a próxima reação a ser cruzada, no sistema KFMASH é a da fusão da biotita via reação 3:

(3) biotita + sillimanita + quartzo $\rightarrow$ cordierita + granada + feldspato potássico + líquido;

As condições *P-T* mínimas dessa reação são de 750 °C a 4 kbar e de 880 °C a 9 kbar (Fig. 5) e de acordo com Yardley (1989), esta é a reação que separa a fácies granulito da fácies anfibolito, pela produção de granada + cordierita. A reação é do tipo fusão por desidratação, pois quando é cruzada a H₂O da rocha já foi previamente eliminada durante a fusão da muscovita. O líquido originado é insaturado em H₂O e em sistema KFMASH sua composição é granítica, mas com adição de plagioclásio no sistema o líquido é mais rico em Ca e Na do que o gerado pela fusão da muscovita, podendo ser granítico ou granodiorítico. Se a composição do pelito plotar acima da linha de conexão granada-clorita em diagrama AFM, a biotita é toda consumida por esta reação e a rocha, migmatito com granada, cordierita e sillimanita, apresenta essa associação mineral até o cruzamento das reações que produzem as associações diagnósticas de condições de temperaturas ultra-altas (ver item 2.3.2).

Em temperaturas mais elevadas, 800 °C a 1 kbar e 880 °C a 9 kbar (Fig. 5), para pelitos que plotam abaixo da linha de conexão granada-clorita em diagrama AFM, a biotita em maior proporção modal que a sillimanita, sobrevive o cruzamento da reação 3 e passa pela reação 4:

(4) biotita + granada + quartzo $\rightarrow$ cordierita + ortopiroxênio + feldspato potássico + líquido;

A reação 4 é responsável pela origem do ortopiroxênio em pelitos, o qual coexiste com cordierita e granada ou biotita. As reações 3 e 4 se encontram no ponto invariante localizado a aproximadamente 880 °C e 9kbar, de onde emanam três outras reações, uma das quais não apresenta biotita nem líquido (Bt, L), mas as outras duas produzem ortopiroxênio e líquido mais sillimanita ou cordierita (reações 5 e 6, Fig. 5):

(5) biotita + granada + quartzo → sillimanita + ortopiroxênio + feldspato potássico + líquido;

(6) biotita + sillimanita + quartzo → cordierita + ortopiroxênio + feldspato potássico + líquido;

Para Pattison *et al.* (2003), a reação 4, quebra de biotita com produção de ortopiroxênio, é mais interessante para a demarcação do início da fácies granulito, pois o aparecimento do ortopiroxênio coincide aproximadamente nas mesmas condições, ~800 °C, para rochas quartzo-feldspáticas, máficas e pelíticas (ver item 2.3.2) e o cruzamento dessa deveria ser usado para demarcar o início da fácies ao invés da reação 3.

As reações de quebra de biotita apresentam ΔV negativo e o líquido produzido fica aprisionado na rocha, a não ser que algum processo/mecanismo deformacional o expulse. A composição e proporção de líquido formado são dependentes de vários fatores, tais como porcentagem de H₂O na biotita, que pode ser substituída por F e Cl, composição da biotita (X_{Mg} , Ti), proporção de cordierita formada, presença e composição de plagioclásio na rocha.

Pelitos cuja composição possa ser representada em sistema KFMASH, sem plagioclásio, são raros na natureza. Os que se aproximam dessa condição e que contenham entre 10 e 20 % de biotita acumulam a produção de até 50% de líquido em temperaturas de 850 °C (White & Powell, 2002). Contudo, só entre 13 e 26 % de líquido é que é formado pela quebra da biotita (Spear *et al.*, 1999). A proporção de líquido é controlada pela proporção de H₂O na biotita e pela proporção de cordierita gerada, já que a H₂O liberada deve ser particionada entre líquido e cordierita (Harley, 1994; Carrington & Harley, 1996; Spear *et al.*, 1999; Harley & Carrington, 2001; Harley *et al.*, 2002; Harley & Thompson, 2004). Nesses casos, se a fase fluida apresentar CO₂, a cordierita é estabilizada em temperaturas mais baixas, diminuindo a temperatura das

reações de fusão entre 20 e 25 °C (Harley & Thompson, 2004).

Pelitos com plagioclásio e wackes aluminosas são rochas mais comuns na natureza e podem ser representadas por sistema simples, tal como CaNaKFMASH ou em sistema complexo, mais representativo da composição da rocha, CaNaKFMASHTO. Em qualquer variação, reações equivalentes a 3 e 4 ocorrem, mas envolvendo ilmenita ou rutilo e líquido rico em Ca e Na, granodiorítico ou tonalítico (Johnson *et al.*, 2008). Em wackes, a fusão da biotita não forma quantidades significativas de líquido até temperaturas aproximadas de 800 °C, quando começa a formação de ortopiroxênio (equivalente à reação 4). No intervalo entre 850 e 900 °C, dependendo da composição da rocha, pode ocorrer produção de até 40 a 60% de líquido a partir do volume original da rocha (Johnson *et al.*, 2008). Os subprodutos peritéticos mais comuns da fusão da biotita nessas composições são os mesmos dos pelitos, com granada, cordierita e ortopiroxênio, podendo ocorrer ortoanfibólio, caso a rocha seja pobre em sílica e elementos alcalinos (Johnson *et al.*, 2008).

As reações 1, 2 e 3 funcionam como espinhas dorsais de sistemas químicos simples como o KFMASH, que representa os pelitos simples, e para sistemas mais realistas com plagioclásio e óxidos de Fe-Ti, tal como NCKFMASHTO, que representa as wacke, wackes aluminosas e semipelitos. Em sistemas mais complexos, as reações univariantes do sistema KFMASH são substituídas por campos de mesma inclinação, mas com maior variância (ou mais graus de liberdade) no espaço *P-T*. As três reações ocorrem em amplo espectro composicional e o intervalo *P-T* que elas cobrem vai variar de acordo com a composição da rocha, sendo maior nas rochas ricas em Al₂O₃ e menor nas pobres nesse óxido. A variação mais importante observada é a falta de uma das fases, como por exemplo, a falta de cordierita em composições muito ricas em FeO, ou a ausência de granada em composições muito ricas em MgO. Essa situação é comum, já que os campos de maior variância cobrem maior área no espaço *P-T* (Johnson *et al.*, 2008).

2.1.1.5. Fusão da hornblenda e zoisita

A fusão de rochas máficas, principalmente anfibolito, já foi investigada de maneira teórica (*e.g.* Vielzeuf & Schmidt, 2001), experimental (*e.g.* Wolf & Wyllie, 1993, 1994; Patiño-Douce & Beard, 1995) e em campo (*e.g.* Hartel & Pattison, 1996; Moraes, 1997; Lima, 2007, 2011). A presença da hornblenda ou zoisita em anfibolito possibilita a

fusão da rocha na entrada da fácies granulito, resultando em associações minerais diferentes do que as geradas pelo metamorfismo de rocha máfica anidra, gabro e norito, como indicado por Pattison (2003; veja discussão no item 2.3.2). A fusão da hornblenda na natureza com excesso de H₂O é rara e ocorre quando lentes de anfibolito estão encaixadas em rochas metassedimentares, que funcionam como a fonte de H₂O, facilitando a fusão e temperaturas baixas, que ocorre em torno de 700 °C (Percival, 1983). A fusão anidra da hornblenda, em presença de quartzo e plagioclásio, ocorre a temperaturas maiores que 850 °C, gerando ortopiroxênio e clinopiroxênio, a pressões intermediárias, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada em pressões acima de 10 kbar e granada e clinopiroxênio em pressões algo mais elevadas (Wolf & Wyllie, 1993, 1994; Patiño-Douce & Beard, 1995). Entre 15 e 20 kbar a fusão ocorre com a quebra de zoisita e hornblenda, e acima de 20 kbar com a quebra de zoisita, gerando líquido, clinopiroxênio e granada (Vielzeuf & Schmidt, 2001).

2.1.2. Comentário sobre o “jargão” das reações de fusão

No jargão popular dos petrólogos das altas temperaturas, é comum a referência das reações de fusão como: a reação de fusão da muscovita, da biotita ou hornblenda, etc. No entanto, é preciso notar que a quantidade de Fe e Mg nos fundidos é baixa. A fusão da biotita, por exemplo, é na realidade a fusão de quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico + biotita gerando líquido granítico e resíduo sólido e peritético ferro-magnesiano. O fundido é leucocrático e quantidade de Fe e Mg dissolvida é baixa e dependente da f_{O_2} , sendo a concentração desses elementos inversamente proporcional à f_{O_2} (Johannes & Holtz, 1996). Se as fases peritéticas formadas pelas reações de fusão forem pequenas ou a taxa de fusão for alta, permitindo que esses grãos sejam coletados no fundido, esses serão a principal fonte de Fe, Mg e Ti do magma (Johannes & Holtz, 1996; Brown *et al.*, 1999). Os experimentos demonstram que, se as variáveis intensivas forem as mesmas, em líquido peraluminoso a quantidade de Mg dissolvida é maior do que a de Fe, possibilitando a cristalização de cordierita. Em líquidos subaluminosos, ao contrário, a dissolução do Fe pode ser maior (Johannes & Holtz, 1996).

2.2. Migmatitos

Não é o escopo de o presente trabalho apresentar revisão aprofundada sobre

migmatitos, já que a literatura especializada no assunto é vasta. Os interessados devem procurar pelos livros de Mehnert (1968), Atherton & Gribble (1983), Ashworth (1985), Ashworth & Brown (1990), Vernon & Clarke (2004) e Sawyer (2008), além de inúmeros artigos publicados em revistas especializadas. Breve revisão será apresentada a seguir.

2.2.1. Histórico

Embora a ideia de que as rochas crustais possam entrar em fusão para a formação de migmatitos e granitos seja antiga, já que foi a base da teoria do Plutonismo de Hutton, a terminologia e as definições usadas atualmente para os migmatitos tem pouco mais de 100 anos. O termo *diatexis* (diatexia) foi um dos primeiros a ser usado para indicar a fusão total da rocha (Gürich, 1905; in Sawyer, 2008), algo improvável de ocorrer em condições crustais. Os trabalhos pioneiros de Sederholm (1907) introduziram os termos *anatexis* (anatexia) e migmatito, o primeiro para descrever o processo de fusão, desde incipiente até total. Sederholm foi o primeiro a trabalhar com migmatitos utilizando sistemática para reconhecimento, separação e interpretação das partes dos migmatitos. Ainda o mesmo introduziu o termo *palingenesis*, para nomear o processo de geração de migmatitos, o qual não só incluía fusão e dissolução da rocha original, mas também injeção de magma e brechação da mesma. Com estudos de campo, Holmquist (1916) conseguiu mostrar que bolsões e veios em gnaisses de alto grau eram os locais de coleta e armazenamento da fusão *in situ* da rocha encaixante, ao conjunto designou o nome de venito e chamou de ultrametamorfismo o processo necessário para que as condições de temperatura do metamorfismo alcançassem as da fusão *in situ*. O termo *metatexis* foi introduzido por Scheuman (1936, in Sawyer, 2008) para designar a fusão parcial, mas não conseguiu suplantá-lo o seu precursor, anatexia.

O livro de Mehnert (1968) foi o primeiro trabalho a organizar as ideias sobre a formação dos migmatitos, além de apresentar a primeira classificação para essas rochas, baseada na presença de duas porções principais, o neossoma, dividido em leucossoma e melanossoma, e o paleossoma, a porção mais próxima da rocha original. O neossoma representa o fundido (leucossoma) e o resíduo sólido da fusão (melanossoma), formados respectivamente por predomínio de minerais félsicos e máficos (Fig. 6). A sua classificação apresenta doze tipos estruturais que foram tentativamente baseados nas feições formadas por maiores taxas de fusão do protolito. As estruturas de Mehnert são usadas até hoje, mas são pouco úteis na produção de mapas geológicos, pois é comum

que em único afloramento de migmatito várias das estruturas sejam reconhecidas.

Fig. 6 – Modelo de sistema fechado proposto por Mehnert (1968) para a formação de migmatito, em que o neossoma é equivalente químico do paleossoma, ou seja, leucossoma + melanossoma têm a mesma composição do paleossoma, o qual equivale ao protólito da rocha.

Brown (1973) propôs a divisão dos migmatitos em dois tipos, metatexito e diatexito. O primeiro tipo é caracterizado por migmatitos em que a estrutura pretérita ainda é coerente e mapeável em escala de afloramento e no terreno, enquanto que o diatexito é o tipo de migmatito em que a proporção de fundido gerado foi tal que as estruturas pretéritas já foram destruídas o suficiente a ponto de perderem a continuidade e coerência, impossibilitando o seu mapeamento. Associado à divisão dos migmatitos em dois tipos, nos mapas geológicos podem ser usadas legendas com pontos, cuja densidade reflita a proporção de fundido observada em afloramento. A técnica já havia sido usada por Wimmenauer (1950) nos migmatitos da Floresta Negra, e depois por Mehnert na mesma região (Mehnert, 1968, fig. 107 pag. 275).

Na década de 1980, o termo mesossoma foi introduzido para designar a porção da rocha mais clara que o melanossoma, mais escura que o leucossoma e que não poderia ser tomada como o paleossoma da rocha, ou para uso em rochas em que não se havia certeza de terem entrado em fusão (Johannes & Gupta, 1982). Alguns comentários

devem ser feitos sobre o significado e a aplicabilidade do termo mesossoma. Primeiro, se não há evidências de fusão, o nome migmatito não deve ser empregado para a rocha. A principal ideia por trás do nome mesossoma é na situação em que o protolito do migmatito já era rocha com bandamento composicional bem definido e de modo que cada camada deve entrar em fusão em temperatura diferente, gerando a situação de que a camada quartzo-feldspática menos fundida não é necessariamente o paleossoma (= protolito) do migmatito como um todo, é apenas uma camada com ponto de fusão mais elevado. Nesses casos, como o nome paleossoma não se aplica, o termo mesossoma foi inventado (Johannes & Gupta, 1982). Mehnert reconhece que com o avanço da taxa de fusão o termo paleossoma acaba perdendo seu significado, pois se torna cada vez mais difícil ou impossível achar algo que não tenha sofrido fusão parcial no conjunto. No entanto, o uso do nome mesossoma acaba sendo inapropriado, pois tudo o que é cinza na rocha e que não se sabe o que é ganha o nome de mesossoma e o nome perde totalmente o significado já que acaba não explicando coisa alguma.

Kriegsman (2001) apresentou modelo moderno e dinâmico para formação de migmatitos. Partindo de protolito homogêneo ou bandado, submetido a fusão parcial, com subsequente segregação do fundido a rocha fica então formada por domínios composicionais que a soma só representa o protolito se o sistema for fechado e o protolito homogêneo. Com a separação de fundido e resíduo, gera-se grande diferença e gradiente geoquímico/composicional. Durante o resfriamento o fundido reage com o resíduo gerando melanossoma, que retira do fundido ferro e magnésio para deixá-lo ainda mais félsico, concentrando esses elementos e formando melanossoma praticamente ultramáfico. Nesse caso, a soma composicional de neossoma, leucossoma e melanossoma, não é igual à composição do paleossoma (Fig. 7).

A nova classificação apresentada por Sawyer (2008) parte da proposta de Brown (1973), mesclando-a com algumas das estruturas de Mehnert, que funcionam como adjetivos. A divisão de primeira ordem divide os migmatitos em metatexito e diatexito. A divisão de segunda ordem usa adjetivos baseados em algumas das estruturas de Mehnert e na divisão de terceira ordem usa algumas das estruturas modificadas por deformação, tal como boudinada ou dobrada. Na nova classificação é usada definição simples para migmatito: rocha formada por fusão parcial. Assim, os nomes neossoma e paleossoma são retomados, pois com a definição fica implícito a gênese por fusão parcial. Um ponto problemático na classificação proposta é a definição de paleossoma,

como parte da rocha que não sofreu fusão parcial. A definição original de Mehnert (1968) não é precisa, variando entre paleossoma é a rocha original com pouca ou sem modificação preservada da fusão parcial ou é o protolito da rocha. Só em raríssimos casos é possível encontrar em um mesmo afloramento o protolito intacto e o migmatito resultante, se é que é realmente possível. Assim, Sawyer (2008) usa como nova definição que paleossoma é a parte da rocha que não fundiu. Por exemplo, em afloramento de migmatito proveniente da fusão de xisto pelítico com lentes de anfibolito. Se o anfibolito não fundiu, ele é denominado de paleossoma. O problema que ocorre é que para a grande maioria dos geólogos o paleossoma tem alguma conexão composicional com o migmatito formado e na nova definição isso praticamente nunca acontece.

Fig. 7 – Entre a e d novo modelo para formação de migmatitos proposto por Kriegsman (2001). A partir de protolito homogêneo, ou não, a rocha é fundida, o líquido é separado e cristaliza na forma de leucossoma. A reação entre o líquido e o resíduo gera o melanossoma tardio (ou *selvedge*) por reação retrometamórfica. Em e) é apresentado esquema em que o líquido perde MgO e FeO para o selvedge deixando o leucossoma mais félsico e o melanossoma mais máfico, o que impede que a soma dos dois seja equivalente à composição do protolito.

2.2.2. Definições

Migmatito é rocha cuja formação é relacionada com a fusão parcial, é rocha heterogênea em escala micro a macroscópica e constituída por pelo menos duas partes distintas. O **neossoma** é a porção nova da rocha resultante da fusão do protolito, e ainda

pode ser dividido em duas partes, o **leucossoma** constituído por minerais félsicos, quartzo e feldspatos, podendo conter alguns minerais máficos, tais como cordierita, biotita, granada, ortopiroxênio, entre outros e; o **melanossoma** constituído por minerais máficos que podem estar concentrados na borda ou dispersos no leucossoma, ou mesmo no protolito. A outra parte do migmatito é o **paleossoma**, a porção do protolito que sobrou ou resistiu à fusão. O migmatito ocorre em terrenos em que as condições metamórficas atingiram as da fácies anfibolito médio a superior, granulito ou eclogito, ou seja, acima das condições *P-T* da fusão. Embora nas suas definições originais, Mehnert (1968) não queria usar termos que implicassem em gênese, entretanto quando se trata de migmatito isso é quase impossível de ser feito, pois a rocha implica em gênese ligada à fusão parcial e em muitos casos o uso dos termos neossoma, incluindo leucossoma e melanossoma, e paleossoma nem sempre é simples e alguns trabalhos têm preferido usar nomes como **resíduo**, **resíduo sólido** ou **resíduo peritético** ao invés de melanossoma (*e.g.* White & Powell, 2010). Muitos melanossomas são constituídos por biotita, mas nos casos em que a reação da quebra da biotita está envolvida na formação do migmatito, o resíduo peritético é anidro e formado por minerais ferro-magnesianos, tais como cordierita, granada, ortopiroxênio, ou hornblenda. Na concepção original de Mehnert (1968), a fusão ocorreria em sistema fechado, o leucossoma seria representante do fundido, o melanossoma o resíduo sólido (ou peritético) e o paleossoma a rocha original, sendo que a soma composicional de leucossoma e melanossoma seria equivalente ao paleossoma (Fig. 6).

A visão moderna e dinâmica da formação de migmatitos é mais sofisticada e complexa do que o modelo de Mehnert (1968). O leucossoma é formado por uma mistura de cristais reliquiares que não chegaram à fusão total, cristais formados pela solidificação do fundido, portanto ígneos, além de alguns porfiroblastos produtos peritéticos das reações de fusão. A composição do leucossoma raramente representa a composição do fundido gerado, pois depende da eficiência da coleta do líquido gerado em todo o volume do protolito afetado pela fusão, da quantidade de líquido extraída/perdida da rocha ou do leucossoma. A parte que foi cristalizada no leucossoma depende da dinâmica da cristalização, pois se essa ocorre concomitantemente com deformação ou sob gradientes químicos, a porção cristalizada pode representar composição cumulática somada ao líquido residual. A composição do leucossoma pode se tornar mais leucocrática do que a do fundido original, pois durante o resfriamento o

fundido pode reagir com as paredes das encaixantes formando camada melanocrática tardia, rica em biotita, ou outros minerais máficos, perdendo para essa porção Fe e Mg, como proposto por Kriegsman (2001, Fig. 7) e ficando ainda mais rica em Si, Na e Ca. As porções melanocráticas tardias podem ser confundidas com o melanossoma, e alguns autores as denominam de *selvedges* (Sawyer, 2008; White & Powell, 2010).

2.2.3. Cristalização do leucossoma

Existe grande diferença entre a cristalização do leucossoma e de magmas graníticos. No caso das rochas graníticas, grande volume de magma é envolvido e mesmo podendo apresentar quantidade significativa de material residual, a cristalização evolui de forma fracionada e com diferenciação, até um mínimo composicional, muitas vezes chegando à formação de líquidos saturados em H₂O e outros fluidos, resultando em rochas ricas em fases hidratadas, tais como os pegmatitos.

No caso de leucossoma, a cristalização de fases anidras é comum, sempre com domínio de quartzo e feldspatos, podendo envolver fases anidras ferro-magnesianas como granada e ortopiroxênio, ou hidratadas, como a cordierita, que comumente não apresentam sinais de intenso retrometamorfismo e substituição tardia por biotita (Powell & Downes, 1990; Moraes *et al.*, 2002; White *et al.*, 2004; White & Powell, 2010). A cristalização de leucossoma anidro é fato discutido na literatura já há algum tempo (*e.g.* Powell, 1983) e o fato de que em muitos veios de leucossoma apresentam grãos de minerais ferro-magnesianos sem qualquer retrogressão tem sido assunto de debate de diversos artigos (Powell & Downes, 1990; Spear *et al.*, 1999, Moraes *et al.*, 2002, White & Powell, 2002, 2010; Baldwin *et al.*, 2005). A formação de migmatitos, na fácies anfibolito ou granulito, implica em fusão da rocha com geração de fundido e resíduo sólido, segregação do líquido para sítios de dilatação, sombras de pressão de porfiroblastos, veios de leucossoma, região de constrição de boudins, resfriamento e cristalização do fundido (Brown, 1994). A segregação induzida pela deformação implica em mudança da composição total, que fica dividida em domínios e, conseqüentemente, em mudança do volume de equilíbrio, gerando gradientes químicos entre os domínios composicionais. A separação de domínios composicionais, com a segregação do líquido do resíduo sólido e, o primeiro contendo grãos residuais-peritéticos, ou não, resulta na mudança das proporções estequiométricas dos produtos das reações de fusão cruzadas pela rocha. A separação do líquido do resíduo sólido ajuda na preservação dos minerais anidros, pois

o não contato com o líquido evita o consumo destas fases durante o resfriamento, sendo o consumo restrito ao conteúdo do líquido aprisionado no resíduo (Spear *et al.*, 1999, White & Powell, 2002). Algum líquido sempre fica remanescente no resíduo, pois não é possível segregá-lo todo (Sawyer, 1987), ma é defendido que a perda quase total do líquido gerado é vital para a preservação das paragêneses de mais alta temperatura na rocha, de pelo menos 80% do líquido produzido (White & Powell, 2002), podendo ocorrer preservação parcial ou total de associações da fácies granulito de temperatura ultra-alta dependendo da quantidade de fundido perdida (Moraes *et al.*, 2002).

Uma vez que sejam estabelecidos domínios composicionais, resíduo e leucossoma, durante o resfriamento o desequilíbrio químico entre eles vai gerar diferenças no potencial químico de vários elementos, principalmente no da água, μ_{H_2O} . A partir da temperatura em que a biotita é estável no resíduo, a diferença de μ_{H_2O} entre líquido e resíduo faz com que a água migre para o resíduo produzindo biotita e cristalização de leucossoma anidro, o que impede o retrometamorfismo de eventuais fases ferro-magnesianas contidas no leucossoma e gera leucossoma praticamente anidro (White & Powell, 2010).

No contato dentre o leucossoma e o resíduo durante o resfriamento pode ocorrer o desenvolvimento de *selvedge* de minerais hidratados ferro-magnesianos, biotita em rochas pelíticas, graníticas ou wackes, ou de hornblenda, em rochas máficas, em virtude da reação entre o fundido e o resíduo deixando o leucossoma mais félsico por perder Fe e Mg para a zona de reação (Kriegsman, 2001). Esse *selvedge* não deve ser confundido com o melanossoma, principalmente em rochas da fácies granulito em que a biotita é um reagente e não produto residual peritético das reações de fusão. O *selvedge* é formado por minerais hidratados que nas condições da fácies granulito estão sendo consumidos e não sendo concentrados no melanossoma. Em alguns casos os *selvedges* são muito espessos (Sawyer, 2008) e podem indicar o influxo de fundido na zona de reação estranho à rocha ou ao domínio composicional envolvido.

2.3. Granulitos

Para rápida revisão sobre rochas da fácies granulito, as seguintes perguntas são pertinentes: O que é granulito? Existe consenso sobre sua definição? Quais os limites de

temperatura e pressão da fácies granulito? Quais as paragêneses diagnósticas? Quais processos estão relacionados à gênese dessas rochas? Qual o papel dos fluidos e da fusão em sua gênese? Para responder cada pergunta é necessário partirmos de alguns fatos históricos e revisar a evolução de alguns conceitos.

2.3.1. Definições

2.3.1.1. Histórico e definição de granulito

Para as perguntas “O que é granulito?” e “Existe consenso sobre sua definição?”, as melhores respostas dependem do contexto histórico do termo granulito e do que se entende hoje por fácies granulito. Começando com a definição do termo granulito. O nome granulito foi dado pela primeira vez à rocha granular, de granulação fina da região do Granulitgebirge, da Saxônia, região de Erzgebirge, Alemanha (Weiss, 1803, Fig.8). A rocha apresenta composição granítica e porfiroclastos granulares de cianita, granada, rutilo e mesopertita (feldspato ternário), em matriz quartzo-feldspática intensamente recrystalizada (Fig. 9). A rocha não contém ortopiroxênio. A textura da rocha varia entre milonítica a blastomilonítica. Embora o nome tenha sido usado pela primeira vez para as rochas de Erzgebirge, rocha equivalente já havia sido descrita por Justi (1754) na região da Moravia, no Maciço da Bohemia, República Tcheca. O nome granulito, inicialmente, foi dado por causa da feição textural-granulométrica: rocha fina e granular, e não apresentava qualquer conexão com processos petrogenéticos, condições de temperatura e pressão de formação, mineralogia, paragênese diagnóstica característica do que hoje se entende por rochas da fácies granulito. No geral, a rocha é homogênea e por ser leuco-a hololeucocrática era também chamada na Alemanha de *wein-stein* (rocha branca). Bandamento composicional é observado pela cristalização tardia de biotita em bandas de composição adequada (Fig. 9). Da quebra da associação do pico metamórfico são observados espinélio, safirina, segunda geração de granada e sillimanita (O’Brien, 2006). As condições *P-T* mínimas calculadas para o pico metamórfico são de $\sim 1000^\circ$ e > 14 kbar, beirando ou já nas condições da fácies eclogito (O’Brien & Rotzler, 2003; O’Brien, 2006).

Fig. 8 – Mapa geológico esquemático de parte do Maciço da Bohemia (veja localização na Europa no quadro destacado acima), na região em que foi descrito o primeiro granulito por Weiss (1803), em Erzgebirge, Alemanha.

Entre as décadas de 1920 e 1940, Pentti Eskola fez muitos trabalhos de campo e de petrografia nas rochas da Lapônia, Finlândia. Muitas das rochas estudadas foram deformadas de forma intensa, transformadas em milonitos e blastomilonitos, apresentam o mesmo aspecto granular das rochas do Maciço da Bohemia e, assim, foram também denominadas de granulitos. Entretanto, as rochas da Lapônia foram metamorfizadas em condições *P-T* distintas daquelas do Maciço da Bohemia, pois as rochas máficas e quartzo-feldspáticas apresentam ortopiroxênio metamórfico (Eskola, 1952).

Fig. 9a) Aspecto de campo do granulito da região tipo, em Erzgebirge, Alemanha. Rocha granular com porfiroclastos de granada, cianita, feldspatos, em matriz quartzo-feldspática. b) Aspecto geral da rocha com matriz quartzo-feldspática e porfiroblastos e porfiroclastos de cianita e granada. c) Mesopertita ternária e granada com borda substituída por simplectito de biotita + quartzo. d) Granada com inclusões xenoblásticas de quartzo e feldspatos interpretada como peritética. e) Cianita com bordas substituídas por sillimanita. Foto de afloramento do autor e as fotomicrografias são cortesia de Patrick O'Brien.

Quando Eskola definiu as fácies metamórficas, ele usou o tipo metamórfico de rocha máfica (composição de basalto) para dar nome para cada uma das fácies. Quando metamorfizadas, as rochas máficas apresentam algumas mudanças marcantes, associadas à mudança do anfibólio presente na rocha, da cristalização e do tipo de piroxênio, desaparecimento de clorita e epidoto, as quais estão associadas à mudança do tipo de rocha. Por exemplo, a mudança de actinolita para hornblenda ou glaucofânio, marca a mudança, respectivamente, a mudança de xisto verde para anfibolito e xisto azul. Basalto metamorfizado em altas temperaturas apresenta a paragênese diopsídio + ortopiroxênio + plagioclásio $\pm$ granada. O mineral índice é o ortopiroxênio, essa associação é comum nas rochas da Lapônia (Eskola, 1952), o que levou Eskola a usar essa mineralogia como característica das condições da fácies granulito (Eskola, 1939), vinculando o nome granulito à ocorrência do ortopiroxênio.

A escolha de Eskola do nome de fácies granulito para rochas contendo ortopiroxênio causou longa discussão nas décadas de 1960 e 1970. Embora isso tenha sido aceito por grande parte da comunidade petrológica mundial, Eskola cometeu grande equívoco quando escreveu que todas as rochas da fácies granulito são granulitos. Parte dessa discussão foi elaborada e organizada em dois artigos, Behr *et al.* (1971) e Mehnert (1972). No primeiro artigo é apresentada definição de granulito e vários pesquisadores comentam e fazem sugestões e um ano mais tarde, fica a cargo de Mehnert sintetizar as discussões e apresentar a versão final da definição do que é granulito: **“rocha metamórfica composta de mosaico de granulação fina de feldspatos, com ou sem quartzo. Minerais ferro-magnesianos, se presentes, são predominantemente anidros. A presença de grãos ou agregados alongados ou lenticulares é comum”**. Essa definição é a usada nos dias de hoje, com a ressalva de que muitas rochas chamadas de granulitos não são de granulação fina. Usar o ortopiroxênio como mineral índice da fácies granulito está em consonância com a proposta de Winkler em seu livro (Winkler, 1976), quando definiu a zona regional do hyperstênio para marcar o início do grau alto, equivalente à fácies granulito.

Um dos pontos sensíveis da discussão é a falta de aspecto estrutural ou composicional típico e característico do granulito. Por exemplo, o xisto apresenta xistosidade e o anfibolito é constituído por proporções equivalentes de plagioclásio e hornblenda. O granulito pode ter protolitos diversos e não há feição estrutural típica. A

presença da textura tipo *flaser*, dada por faixas ou lentes de quartzo grosso com extinção ondulante circundada por porções de granulação mais fina e formada por grãos recristalizados, foi tentativamente usada como algo obrigatório na sua definição, mas não é feição exclusiva ou típica de todos os granulitos.

2.3.1.2. Nomenclatura

Não existe nomenclatura sistemática para nomear rochas da fácies granulito, mas algo simples é sugerido aqui, combinando a nomenclatura usada para nomear rochas metamórficas com a usada para os granulitos do Complexo Napier, Antártica, por Harley (1985). Os granulitos podem ser divididos em três categorias: máficos, félsicos e aluminosos, tendo protolitos respectivos de composição basáltica, quartzo-feldspática e aluminosa. O primeiro grupo reúne as rochas basálticas e de certo ponto andesíticas, o segundo rochas sedimentares tipo wackes e arcóseos, além de granitóides, e o terceiro as rochas pelíticas, principalmente.

A nomenclatura pode ser montada com a sucessão crescente dos minerais com proporção maior que 5% com a complementação granulito máfico, félsico ou aluminoso e desconsiderando quartzo, feldspatos e ortopiroxênio. Assim, rocha com 30% de quartzo, 50% de feldspatos, 10% de granada, 7 % de ortopiroxênio, 3% de minerais acessórios é denominada de granada granulito félsico.

Não são denominadas de granulitos rochas cujos protolitos são quartzito (arenito), rocha ultramáfica ou calcários.

Rochas charnockíticas são rochas ígneas de composição granítica contendo ortopiroxênio ígneo. Embora muitas vezes sejam confundidas com granulitos, existe nomenclatura própria para essas rochas (Strekeisen, 1974), e mesmo que ocorram associadas à granulitos no campo, devem ser separadas destes (Frost & Frost, 2008), embora em alguns casos isso não seja tarefa de fácil empreitada.

2.3.2. Limites da Fácies Granulito e Paragêneses Diagnósticas

Os limites *P-T* da fácies granulito estão intimamente ligados com as paragêneses que podem ser consideradas diagnósticas. Embora algumas das paragêneses sejam dependentes da composição da rocha e da pressão do metamorfismo, a discussão deve ser iniciada com qual é a temperatura mínima da fácies granulito. Adotando o

ortopiroxênio como mineral índice da fácies granulito (Winkler, 1976), a temperatura mínima deve ser aquela do início da sua estabilidade em rochas máficas, félsicas e pelíticas, as rochas mais comuns em que ortopiroxênio ocorre. Muitos livros colocam o início da fácies granulito entre 680 e 750 °C, entretanto a maior parte dos experimentais em rochas basálticas, quartzo feldspáticas e pelíticas demonstra que a temperatura mínima para a cristalização metamórfica do mineral está entre 800 e 850 °C, dependendo da pressão. O motivo da discrepância se deve ao fato de que o limite inferior da fácies granulito foi definido com base em cálculos de temperatura baseados na troca Fe-Mg entre dois piroxênios. A temperatura de fechamento para o sistema Fe-Mg em piroxênios (orto- e clinopiroxênio) é mais baixa do que a temperatura mínima de cristalização do ortopiroxênio, gerando temperaturas mínimas falsas para o início da fácies granulito (Pattison *et al.*, 2003). Baseado nesse fato, no final da década de 1980 foi proposto que as condições *P-T* de formação da maior parte dos granulitos estaria enquadrada na janela 800 ± 50 °C e $7,5 \pm 1$ kbar (Bohlen, 1987), o que foi prontamente questionado, pois uma compilação maior de dados *P-T* de granulitos de várias regiões do mundo já demonstrava que a janela *P-T* de ocorrência dessas rochas é muito mais ampla (Fig. 10, Harley 1989). A calibração de geotermobarômetro internamente consistente utilizando ortopiroxênio + plagioclásio + granada + quartzo possibilitou fixar a temperatura mínima da fácies entre 820 e 850 °C, assim o início da fácies granulito deve ser admitido em torno de 800 °C (Pattison *et al.*, 2003), mas esse valor ainda não foi adotado nos livros textos (Fig. 11).

Fixada a temperatura mínima para o início da fácies granulito, pode-se então discutir quais são as paragêneses diagnósticas das rochas de composição quartzo-feldspática, basáltica e pelítica. As rochas quartzo-feldspáticas apresentam a menor variedade de paragêneses, sempre com quartzo, mesopertita, plagioclásio, às vezes antipertítico, ortopiroxênio e presença ou não, de granada e diopsídio; ilmenita e magnetita são comuns e rutilo é raro. Hornblenda e biotita podem ocorrer, mas devem apresentar altas concentrações de Ti e F, não sendo rara a observação de que esses minerais estão presentes, mas não estão em equilíbrio textural com os outros minerais da paragênese do pico metamórfico.

Fig. 10 – Janela P - T com condições do pico metamórfico de terrenos granulíticos calculadas com diversos termômetros e barômetros. A janela P - T de Bohlen (1987) é indicada em rosa, mas a dispersão dos dados demonstra que as condições P - T são bem mais variadas do que a janela proposta. Compilação feita por Harley (1989).

Fig. 11a Diagrama P - T com as condições mínimas do início da fácies granulito de diversos livros compradas com a temperatura mínima do aparecimento de cordierita + granada em rochas pelíticas e de ortopiroxênio em rochas quartzo-feldspáticas e máficas. b) Janelas P - T de Bohlen (1987), de temperatura ultra-alta de Harley (1998) e condições P - T calculadas com granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo para vários granulitos. Retirado de Pattison *et al.* (2003).

Para rochas basálticas a variedade de paragéneses é maior e dependente da composição total da rocha (*bulk composition*), da pressão e se hornblenda estava presente na associação mineral da fácies anfibolito, ou não, indicando a hidratação do protolito durante estágio prévio ou progressivo do metamorfismo. Os experimentos de estabilidade de minerais do final da década de 1960 e início da década de 1970 investigaram a relação entre a diversidade das paragéneses, com a variação da composição do basalto, e as variações *P-T*, mas sempre partindo de materiais sem hornblenda, ou seja, associações ígneas anidras (Ringwood & Green, 1966; Green & Ringwood, 1967; Ito & Kennedy, 1971). Em pressões abaixo de 8-10 kbar, olivina toleíta apresenta a paragénese ortopiroxênio + olivina + plagioclásio + diopsídio, enquanto em quartzo toleíta, o quartzo substitui a olivina (Fig. 12). A pressão mínima para a cristalização da granada depende da composição do protolito, sendo mais baixa em composição insaturada em sílica e mais elevada em rochas saturadas em sílica, variando seu aparecimento com a composição entre 9,6 até 15,2 kbar (Fig. 12), para temperatura de referência de 1100 °C (Ringwood, 1975). A transição entre as fácies granulito e eclogito também é dependente da composição do basalto, sendo que em olivina toleíta o desaparecimento do plagioclásio e a passagem de granulito para eclogito ocorre em pressões em torno de ~13 kbar, para temperatura de referência de 1100 °C. Entretanto, para quartzo toleíta e basalto de alto alumínio, o desaparecimento do plagioclásio ocorre entre 18 e 24 kbar, para a mesma temperatura de referência (Fig. 12). Nessas condições é comum o desaparecimento do ortopiroxênio em coexistência com plagioclásio, associação mineral que é substituída por diopsídio + granada + quartzo + plagioclásio. As pressões para o desaparecimento do plagioclásio são mais baixas para temperaturas menores. Nas em rochas saturadas em sílica ou ricas em alumínio, o plagioclásio continua estável em pressões elevadas, dentro da fácies eclogito, mas com aspecto macroscópico de granulito, sendo as rochas denominadas de granulito de alta pressão (O'Brien, 2006). De forma simplificada pode-se dividir a fácies granulito em granulito de pressão baixa, na qual olivina e plagioclásio são estáveis, de pressão intermediária, em que ortopiroxênio e plagioclásio são estáveis e de pressão alta com estabilidade de diopsídio + granada + quartzo + plagioclásio (Ringwood, 1975).

Fig. 12 - Divisão dos campos das fácies xisto verde, anfibolito, granulito e eclogito segundo Spear (1993). Posição das reações de quebra do plagioclásio em basaltos de saturados e insaturados em sílica, indicando que em composição saturada em sílica o plagioclásio é preservado até pressões muito elevadas, dando origem ao campo dos granulitos de alta pressão. Compilação feita por O'Brien & Rotzler (2003).

O quadro de paragêneses muda caso a rocha basáltica tenha passado por estágio de hidratação durante o metamorfismo progressivo, com geração de anfibólio nas fácies xisto verde e anfibolito, respectivamente, actinolita e hornblenda. Nesses casos, a entrada da fácies granulito será marcada por reações de quebra da hornblenda. No caso de reações de desidratação de hornblenda, o aparecimento do ortopiroxênio ocorre em temperaturas da ordem de 800 °C. Para anfibolito com quartzo, se reações de fusão por desidratação de hornblenda são cruzadas, o aparecimento de ortopiroxênio é acompanhado de diopsídio + plagioclásio + fusão, abaixo de 10 kbar, e acima dessa pressão ocorre adição de granada (Patiño-Douce & Beard, 1995). Como a proporção de quartzo é muito menor do que a de hornblenda, essa é a fase consumida gerando as condições de preservação da hornblenda dentro da fácies granulito e sua coexistência com orto- e clinopiroxênio (Hartel & Pattison, 1996; Moraes, 1997; Lima, 2006, 2011). Isso impede a formação da associação diopsídio + granada + quartzo na transição das fácies anfibolito - granulito - eclogito em muitas rochas crustais (Pattison, 2003), como sugerido pelos dados experimentais de Green & Ringwood (1967), e que é indicada erroneamente como comum em granulitos de alta pressão (Yardley, 1989).

Para metapelitos, Yardley (1989) sugere que o início da fácies granulito é definido pela entrada do par granada + cordierita, que é gerado pela reação: biotita + sillimanita $\leftrightarrow$ cordierita + granada + ortoclásio + fusão, sendo que a temperatura

mínima da mesma é de 750 °C (Spear *et al.*, 1999). Se presença de ortopiroxênio é considerada necessária, essa associação deixa de ser índice da fácies granulito, pois a temperatura mínima para aparecimento do ortopiroxênio é de 800 °C, compatível com as outras composições discutidas acima, e seu aparecimento é dado pelo cruzamento da reação: granada + biotita $\leftrightarrow$ ortopiroxênio + cordierita + ortoclásio + fusão (Spear *et al.*, 1999).

Em sistema KFMASH se toda biotita é consumida, o par granada + cordierita é estável em quase todo o campo da fácies granulito e a quebra da associação dá lugar às paragêneses diagnósticas do metamorfismo de temperatura ultra-alta (Harley, 1989, 1998, 2008), dadas pelas associações do sistema FMAS: ortopiroxênio aluminoso + sillimanita + quartzo, em $P >$ que 9 kbar e $T >$ 900 °C, espinélio hercínítico + quartzo, em $P <$ 9 kbar e $T >$ 1000 °C, e safirina + quartzo com condições mínimas P - T de 10 kbar e 1050 °C (Harley, 1998). Existiu muito debate sobre a posição dos pontos invariantes que controlam as reações que delimitam essas reações, pois existem discrepâncias nas suas posições em diversos trabalhos experimentais, pois a estabilidade dessas associações é dependente do sistema químico (Hensen, 1971; Hensen & Green, 1971, 1972, 1973; Bertrand, *et al.*, 1991). Um dos principais componentes que controla a posição dos pontos invariantes e das curvas univariantes é H₂O, pois sua atividade controla a estabilidade da cordierita (Fig. 14); para sistema anidro os pontos invariantes mudam de posição, com diminuição de até 4 a 5 kbar (Kelsey *et al.*, 2004, 2005; Fig. 14). Outro fator importante é a adição de Fe³⁺ e Zn, componente que podem aumentar o campo de safirina + quartzo e espinélio + quartzo, para temperaturas bem mais baixas, respectivamente, 850 °C e 680 °C (Taylor-Jones & Powell, 2010). O controle do Fe³⁺ é de difícil controle em paragêneses naturais, pois a microsonda eletrônica não diferencia a valência do ferro e concentrados de grãos do mineral para serem analisados por Mössbauer podem conter inclusões de óxidos de Fe e finas películas de hidróxidos de ferro geradas no intemperismo.

Fig. 13 – Diagrama P - T no sistema FMAS com o campo de estabilidade das paragêneses safirina + quartzo, em azul (fotomicrografia do topo), espinélio + quartzo, em verde (fotomicrografia do centro), e ortopiroxênio + sillimanita + quartzo, em vermelho (fotomicrografia da base). Grade com dados compilados por Harley (1998). Fotomicrografias de granulitos de Goiás e de autoria do autor.

Fig. 14a) Grade petrogenética no sistema FMAS para sistema totalmente anidro. Notar a posição dos pontos invariantes [Opx], [Sil], [Spl] e [Qtz] em pressões muito mais baixas do que as posições indicadas por Harley (1998). b) Mudança da posição dos pontos invariantes que com o aumento da a_{H_2O} passam para pressões mais elevadas em virtude de que H_2O na estrutura da cordierita a estabiliza em pressões mais elevadas. Retirado de Kelsey *et al.* (2004).

2.3.3. A relação entre fusão e geração de granulitos

Para explicar a presença dominante de paragêneses formadas por minerais desidratados e refratários, a gênese de granulitos já esteve associada a diversas ideias, como a desidratação pelo influxo de CO₂ mantélico (Newton *et al.*, 1980), ou pela obrigação da passagem por mais de um evento metamórfico, com a rocha sofrendo dois eventos de desidratação (Winkler, 1976). A conexão da gênese de granulitos com fusão é antiga (Fyfe, 1973; Powell, 1983). Isso atribui aos granulitos caráter residual, pois após o cruzamento de reações de fusão, com geração de resíduo peritético sólido mais fundido silicático e extração do último, a rocha resultante é formada por fases residuais e refratárias. A comum associação de granulito formado por paragênese anidra e refratária com leucossoma contendo porfiroblastos de granada, cordierita ou ortopiroxênio, é responsável pela conexão com a fusão como responsável pela gênese dos granulitos. Nesse contexto, os granulitos são tidos como resíduos da fusão, após cruzamento de reações de fusão incongruente de biotita ou hornblenda (*e.g.* Patiño-Douce & Beard, 1995). A separação e perda de parte do fundido é responsável pela preservação do granulito e dos porfiroblastos dentro dos veios de leucossoma (Powell & Downes, 1990; White & Powell, 2002, 2010). Para protolitos pelíticos, em temperaturas da fácies granulito ($T > 800\text{ }^{\circ}\text{C}$), as taxas de fusão estão entre 40 e 60% e mais de 80% desse fundido deve ser coletado, concentrado em leucossoma, ou perdido, retirado do sistema para formar corpos graníticos, para que durante o resfriamento a paragênese do pico metamórfico não seja destruída por reações retrometamórficas envolvendo o fundido (White & Powell, 2002, 2010). O mesmo princípio é válido para preservação de paragêneses diagnósticas de metamorfismo de temperatura ultra-alta (Moraes *et al.*, 2002). Considerando os granulitos resíduos de fusão, essas rochas podem ser vistas como migmatitos extremos, nos quais só há neossoma, o leucossoma representando parte do material fundido e o granulito em si é o neossoma sólido, ou um super-resíduo (melanossoma).

Os modelamentos mais recentes mostram que a cristalização de leucossoma anidro, sem retrometamorfismo associado aos porfiroblastos contidos no domínio, ocorre em virtude da migração da H₂O para o resíduo sólido, com geração de biotita tardia, deixando o leucossoma anidro (ver item 2.2.4.), o que ocorre por diferença de potencial químico da H₂O ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) durante o resfriamento (White & Powell, 2010).

3. Migmatitos e Granulitos da Faixa Araçuaí no Sul da Bahia

3.1. Introdução

Estimar as condições de temperatura e pressão em rochas da fácies granulito deveria ser algo simples e direto, já que as condições de temperatura e pressão dessa fácies metamórfica se sobrepõem àquelas usadas na maior parte dos experimentos para calibrar geotermômetros e geobarômetros. Entretanto, as altas temperaturas reinantes na fácies granulito, $T > 800\text{ }^{\circ}\text{C}$, que inferem grande interesse no estudo e compreensão de rochas formadas por intensa, ou até extrema, perturbação da geoterma continental, também são responsáveis por uma série de fatores que contribuem de forma negativa para o cálculo de temperatura e pressão do pico metamórfico. A perda dessa simplicidade, no entanto, torna a tarefa complexa, atrativa e interessante. As altas temperaturas reinantes na fácies granulito propiciam a coexistência de líquido silicático (fundido) e resíduo sólido granulítico (Fyfe, 1973), que facilita o reequilíbrio Fe-Mg pós-pico metamórfico entre os minerais ferro-magnesianos (Frost & Chacko, 1988; Pattison & Bégin, 1994; Kriegsman, 2001; Pattison *et al.*, 2003) e o resfriamento lento da maior parte dessas rochas também ajuda na difusão tardia de Fe e Mg entre os minerais do pico metamórfico, dificultando os cálculos de pressão e temperatura. Uma das maiores dificuldades encontradas é mostrar que as fases usadas para os cálculos foram cristalizadas todas ao mesmo tempo, ou que estavam no estado sólido durante o pico metamórfico e em equilíbrio químico. Para exemplificar alguns problemas relacionados ao cálculo P - T em migmatitos e granulitos, será utilizado como exemplo as rochas da Faixa Araçuaí, no sul da Bahia.

3.1.1. Termobarometria aplicada à granulitos e migmatitos: problemas e restrições

Para que rochas pelíticas alcancem o pico metamórfico na fácies granulito, elas têm que cruzar as reações de fusão por desidratação da biotita ($T > 800^{\circ}\text{C}$), as quais produzem líquido silicático insaturado em H_2O e resíduo peritético granulítico (Thompson, 1982), envolvendo combinações entre cordierita, granada, ortopiroxênio, sillimanita e, em temperaturas mais elevadas, com espinélio e safirina (Kelsey, 2004). A maior parte dos problemas da aplicação dos métodos termobarométricos para migmatitos da fácies granulito é a coexistência do resíduo granulítico com o líquido

silicático e o resfriamento lento. A coexistência promove o consumo total ou parcial das paragéneses do pico metamórfico durante o resfriamento, podendo apagar completamente qualquer vestígio da fácies granulito em algumas rochas (Powell, 1983; Powell & Downes, 1990; Sawyer, 2001; Moraes *et al.*, 2002; White & Powell, 2002) e para que a associação mineral característica da fácies granulito seja preservada é necessário que a maior parte do líquido seja removida do sistema (Moraes *et al.*, 2002; White & Powell, 2002).

O aumento da taxa de difusão é facilitado pela mesma coexistência entre fundido e o resíduo granulítico, o que é acentuado em terrenos em que o resfriamento ocorre de modo lento. O efeito de reequilíbrio composicional ocorre em todos os minerais, granada, e ortopiroxênio, por exemplo, mas é mais acentuado em biotita e cordierita, que sofrem intensos a severos reajustes composicionais, principalmente na razão Fe/Mg. A perda da composição que os minerais apresentavam durante o pico do metamorfismo impede o cálculo termobarométrico direto, sendo necessária a recuperação daquelas composições. O reequilíbrio tardio durante o resfriamento também ocorre em granulitos em que a presença de líquido durante o resfriamento era reduzida, sendo o problema amplamente discutido na literatura (Frost & Chacko, 1988; Fitzsimons & Harley, 1994; Pattison & Bégin, 1994; Pattison, *et al.*, 2003). O reequilíbrio é minimizado quando minerais ferro-magnesianos, por exemplo, granada e ortopiroxênio são isolados um do outro por quartzo ou feldspatos, o que minimiza a troca entre Fe e Mg durante o resfriamento, pois os grãos de quartzo e feldspato que não usam Fe e Mg em suas composições inibem a difusão tardia (Pattison & Bégin, 1994). Além disso, o tamanho do grão também é importante, sendo que o reequilíbrio composicional é menor em porfiroblastos do que em grãos menores da matriz (Spear, 1991; Spear & Florence, 1992).

No final da década de 1980 e início da década seguinte, trajetórias *P-T* para granulitos foram traçadas com base em cálculos termobarométricos usando o par granada-ortopiroxênio, para o qual existem calibrações de termômetro e barômetro (Harley & Green, 1982; Harley, 1984a, b). As trajetórias *P-T* eram estabelecidas com cálculos usando análises do núcleo dos grãos para o pico metamórfico e as da borda dos mesmos para as condições retrometamórficas (Bohlen 1987, 1990; Harley, 1989; Bohlen & Mezger, 1991). Dois tipos de trajetórias *P-T* foram assim estabelecidos, as de resfriamento isobárico (IBC, *isobaric cooling*) e de descompressão isothermal (ITD,

isothermal decompression). No entanto, a validade do estabelecimento de trajetórias *P-T* com esse método foi duramente questionada (Frost & Chacko, 1988; Pattison & Bégin, 1994). A difusão do Al no ortopiroxênio apresenta temperatura de bloqueio mais alta do que a da difusão de Fe e Mg entre granada e ortopiroxênio. Consequentemente, são pequenas as variações na concentração do Al entre núcleo e borda dos grãos de ortopiroxênio, em contraste com variações significativas da razão Fe-Mg. Como o cálculo da pressão depende do Al no ortopiroxênio, muitas trajetórias IBC estabelecidas podem ser falsas, pois valores semelhantes de pressão são calculados no núcleo e borda do grão, mas com diferença significativa nas temperaturas calculadas. Para muitos casos, a trajetória IBC resultante é artificial não tendo significado tectônico qualquer (Frost & Chacko, 1988; Pattison & Bégin, 1994).

Apesar de a biotita ser um dos minerais consumidos na formação de granulitos e migmatitos, ainda é comum sua presença nessas rochas. A incorporação de Ti e F aumenta seu campo de estabilidade, fazendo com que o mineral sobreviva até temperaturas muito elevadas (Hensen & Osanai, 1994; Moraes *et al.*, 2002). O par granada-biotita é usado no cálculo das condições do metamorfismo de rochas pelíticas da fácies anfibolito e xisto verde, mas mesmo sobrevivendo às temperaturas da fácies granulito, esse par não pode ser usado nos cálculos *P-T*, pois a composição da biotita torna-se muito refratária, rica em Mg, Ti e F e nenhuma calibração existente leva isso em conta. Além disso, é possível que parte da biotita tenha sido gerada durante o resfriamento, por cristalização direta do líquido remanescente na rocha ou por reação entre o líquido e as fases ferro-magnesianas formadas de sua quebra (Stevens & Clemens, 1993; Kriegsman & Hensen, 1998; Kriegsman, 2001). O uso do par granada-biotita pode gerar resultados desastrosos, quando grãos pequenos de granada são usados pois a difusão tardia pode mudar muito a sua composição em relação à do pico do metamorfismo, quando reações de transferência de rede (*net transfer reactions*) ocorrem durante o retrometamorfismo, consumindo as bordas da granada e aumentando sua concentração de Mn, aliada à completa mudança da composição da pequena porcentagem de biotita da matriz. Nessas condições, os cálculos podem resultar em valores de temperaturas extremamente altos, fora da realidade e muito diferentes do pico metamórfico (Spear & Florence, 1992).

A cristalização de minerais do fundido pode atrapalhar os cálculos termobarométricos. Os principais minerais que podem ter essa origem são biotita,

feldspato potássico e plagioclásio, sendo que os feldspatos podem sobrecrecer grãos já existentes na rocha. A situação é crítica para a termobarometria, pois valores de temperatura e pressão sem significado geológico podem ser calculados se dada composição da granada, junto com sillimanita e quartzo, minerais tipicamente metamórficos, for usada com plagioclásio “ígneo” tardio, cristalizado em outras condições *P-T* para o cálculo de pressão usando GASP, por exemplo.

Para um mesmo conjunto de experimentos foram feitas três calibrações envolvendo o par granada-ortopiroxênio, dois barômetros (Harley & Green, 1982; Harley, 1984b) e um termômetro (Harley, 1984a), sendo que a calibração de um dos barômetros é independente da razão Fe/Mg dos minerais (Harley & Green, 1982). Deste modo, se granada e ortopiroxênio estão em equilíbrio químico na rocha e ainda, se não houve reequilíbrio químico entre os minerais durante o resfriamento, as duas calibrações do barômetro granada-ortopiroxênio devem apresentar o mesmo resultado no cálculo da pressão. Isso normalmente não acontece, pois cada calibração resulta em valores diferentes de pressão e o cálculo da temperatura comumente resulta em valores abaixo das condições da fácies granulito (Fitzsimons & Harley, 1994; Pattison & Bégin, 1994). Desde modo, foram desenvolvidos métodos para a recuperação da composição dos minerais durante o pico metamórfico. O cálculo da pressão é feito com a calibração que não depende da razão Fe/Mg do par granada-ortopiroxênio e as suas composições, razão Fe/Mg são ajustadas até que as calibrações calculem o mesmo valor de pressão; com essa nova composição, a temperatura é calculada com a calibração do termômetro Fe-Mg em granada e ortopiroxênio. O método foi desenvolvido simultaneamente por dois grupos e os resultados dos cálculos são compatíveis com as condições esperadas para os granulitos investigados (Fitzsimons & Harley, 1994; Pattison & Bégin, 1994). Seguindo a mesma linha de raciocínio, para granulitos com paragênese de temperatura ultra-alta do Complexo Barro Alto, os resultados dos cálculos de pressão foram equiparados entre o par granada-ortopiroxênio e o barômetro GASP (granada- Al_2SiO_5 -quartzo-plagioclásio), para que a temperatura fosse então calculada com o par granada-ortopiroxênio com composição ajustada, sendo que resultados dentro do campo de temperatura ultra-alta foram então obtidos (Moraes & Fuck, 2000). Outro método desenvolvido leva em conta a proporção modal dos minerais ferro-magnesianos na rocha e a partir daí é que os reajustes composicionais são feitos, resultando em correção mais apropriada das composições e resultados otimizados de cálculo da temperatura do

pico metamórfico (Pattison *et al.*, 2003).

Outras ferramentas para cálculo termobarométrico são os programas que usam bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes, como o TWQEEU (Berman, 1988) ou o THERMOCALC (Holland & Powell, 1998). Esses programas podem ser usados para cálculos termobarométricos e de grades petrogenéticas ou pseudosseções. Para cálculos os termobarométricos em rochas da fácies granulito, os programas apresentam pelo menos três problemas básicos, o primeiro está relacionado ao fato de que não usam para os cálculos reações de fusão da biotita, provavelmente envolvidas na formação dos granulitos e migmatitos, que seriam mais adequadas, mas isso enfrenta a dificuldade de que seria necessário conhecermos a razão Fe/Mg do fundido. O segundo problema relaciona-se ao uso de reações de desidratação, da biotita ou hornblenda, nos cálculos, sendo que o resultado final depende do valor da atividade da água escolhido para o sistema, expresso em fração molar H_2O/CO_2 . Isso é muito difícil de determinar em amostras de rocha, embora possa ser calculado em pseudosseções. Se o sistema é considerado saturado em água, as temperaturas calculadas são máximas e se considerado anidro, as temperaturas são mínimas. Não é possível aplicar métodos de correções composicionais nos minerais simultaneamente aos cálculos termobarométricos.

O método mais moderno e que apresenta as melhores possibilidades para cálculos P - T e modelamento da evolução da fusão e do metamorfismo é o cálculo de pseudosseções envolvendo reações de fusão, ou mesmo minerais característicos de condições de temperatura ultra-alta (Powell *et al.*, 2005; Kelsey *et al.* 2004, 2005; Baldwin *et al.*, 2005). A grande beleza das pseudosseções é também seu ponto mais questionável. Pseudosseções são mapas da distribuição das associações minerais dentro do espaço P - T , dada composição específica de rocha, ou para um intervalo composicional, desde que uma ou mais variáveis intensivas, por exemplo, pressão ou temperatura, tenha valor fixo (Powell *et al.*, 1998). Assim sendo, é possível calcular apenas as reações e as possíveis associações minerais que determinada composição de rocha (*bulk composition*) vai “ver” ao longo de sua trajetória P - T , sendo possível traçar linhas de contorno composicionais de vários minerais, proporções modais, proporção de fundido gerado, entre outras variáveis. O problema é que para o cálculo mais preciso possível é necessário saber a composição da rocha original, no caso de granulitos e migmatitos que após a fusão perderam parte ou a maior parte do fundido, a composição

original não existe mais e é impossível de ser recuperada. Além disso, mesmo em posse de composição de rocha total proveniente, por exemplo, de unidades equivalentes em níveis crustais mais rasos, ainda existe o problema do volume de equilíbrio da rocha, que nem sempre é igual à composição da rocha total (Stüwe, 1997).

3.2. Contexto Regional da Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí, definida por Almeida (1977), é atualmente tida como a parte setentrional do Sistema Orogenético Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004), ou ainda, a parte brasileira do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, Fig. 15). O orógeno foi implantado na costa ocidental da Placa São Franciscana entre o final do Neoproterozóico e o Cambriano. A faixa pode ser dividida de oeste para leste em: *i*) domínio tectônico externo, em que predominam rochas da fácies xisto verde a anfibolito, lascas da infraestrutura paleopreoteorozóica, rochas máfica-ultramáficas, prováveis remanescentes de fundo oceânico e que marcam zona de sutura com o arco magmático localizado a oeste; *ii*) o domínio tectônico interno é o núcleo metamórfico anatético do orógeno, sendo composto por migmatito, granulito félsico e máfico, os quais alojam diversos corpos graníticos. Os corpos de granito foram agrupados por tipos petrográficos e por idades em cinco suítes, designadas de G1 a G5. O estágio pré-colisional, G1, é marcado por corpos de tonalito e granodiorito calcio-alcalinos, com idades entre 630 e 585 Ma; os granitos tardi-colisionais são, em geral, corpos de granito tipo S, G2 e G3, deformados, ou não, com cordierita e ou granada, e se encontram no intervalo de idades entre 585 a 535 Ma. O estágio pós colisional é marcado por plútons de granito tipo S, G4, e por corpos charnockíticos, G5, que formam pães de açúcar e apresentam idades entre 520 e 490 Ma (Siga Jr., 1986; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001).

Os granitos estão alojados em cordierita-granada migmatito, granulito félsico e máfico, conjunto denominado de Complexo Jequitinhinha, no norte de Minas Gerais e sul da Bahia (Siga Jr., 1986) ou como Complexo Paraíba do Sul, no leste de Minas Gerais até o Espírito Santo (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). O auge do metamorfismo ocorreu em torno de 590 Ma (Siga Jr., 1986) e é tido como contemporâneo a granitogênese G2-G3 (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, Noce *et al.*, 2004). Essas rochas apresentam fontes

neoproterozóicas, o que foi comprovado pelas razões isotópicas iniciais de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Siga Jr., 1986) e pela presença de grãos detríticos de zircão com idades que variam entre 630 e 2100 (Noce *et al.*, 2004). Comumente essas rochas são designadas pelo nome de kinzigito ou gnaiss kinzigítico. Apesar de o nome ser apropriado, pois muitas apresentam grafita, mineral essencial na definição original (Fischer, 1861), no presente texto é preferido o uso de cordierita-granada diatexitito por ser descritivo, direto e evitar ambiguidades.

Fig. 15 – Orógeno Araçuai-Congo com a sua conexão a sul com o Orógeno Ribeira e sua disposição com o Cráton do São Francisco e a Faixa do Congo Ocidental. Acima uma visão da conexão dos crátons neoproterozóicos e as faixas que os circundam dentro do Gondwana. Retirado de Pedrosa Soares *et al.* (2007).

Estudo de termobarometria de amostras de migmatitos coletadas no Espírito Santo indica que as rochas atingiram condições de pico metamórfico na fácies granulito em 820 ± 30 °C e $6,5 \pm 0,5$ kbar. O pico metamórfico teria sido alcançado há 530 Ma e as condições de alta temperatura foram mantidas por 50 Ma, estágio seguido por resfriamento lento até 470 Ma, e a partir de então o resfriamento ocorreu de modo acelerado. Os dados indicam que após o pico metamórfico, as rochas seguiram trajetória de descompressão isotérmica, com posterior estágio de resfriamento lento (Munhá *et al.*, 2005).

Para sul, a Faixa Araçuaí transiciona para a Faixa Ribeira (Almeida, 1977), que em sua porção central apresenta rochas semelhantes às da Faixa Araçuaí. Nessa porção a Faixa Ribeira é dividida em vários domínios (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004): Domínio Ocidental que abrange rochas com idades mais antigas que 1,8 Ga e consideradas como porção retrabalhada do Cráton do São Francisco; *klippe* Paraíba do Sul é dominada por ortognaisses de fácies anfibolito e rochas metassedimentares subordinadas; Domínio Oriental representa as associações de arco magmático, de frente e de traseira de arco, sendo as rochas típicas de arco denominadas de Arco Mágmató Rio Negro (Tupinambá, 1999); o Terreno Cabo Frio é alóctone e considerado como parte do Cráton do Congo Oeste. Embora nomes diferentes sejam usados por motivos históricos, a evolução é contemporânea a da Faixa Araçuaí, e se deu pela colisão entre as Placas São Francisca e do Congo Oeste com a aglutinação de parte da porção oeste do Gondwana entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano, com rochas que apresentam idades entre 670 e 480 Ma (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004).

Em estudo de rochas do Terreno Oriental, na região de Santo Antonio de Pádua, uma série de investigações focou na evolução tectono-metamórfica da região. O estudo termocronológico das rochas indica estágio precoce de colisão a 610 Ma, seguido do auge do metamorfismo, que é acompanhado de fusão e pela deformação principal, entre 572-562 Ma, ambos os intervalos estabelecidos com datação pelo método U-Pb em grãos de zircão. Embora o resfriamento geral da região tenha sido lento, já que biotita indica idades de 455Ma, em isócrona Rb-Sr usando biotita e rocha total, cada litotipo apresenta evolução *P-T-t* própria, indicando evolução diferenciada durante a exumação de cada seguimento estudado, sendo que o grande volume da granitogênese acompanhado de formação de charnockitos indica o estabelecimento de grande anomalia térmica na crosta sustentada por longo período de tempo, entre 50 e 90 Ma. Isso foi causado pelo

alçamento da astenosfera, acompanhado de intenso magmatismo, que sustentaram o alto gradiente geotérmico (Bento dos Santos *et al.*, 2010). A partir da comparação de dados geoquímicos e isotópicos, é sugerido que metatexitos, diatexitos, ortognaisses e charnockitos/granulitos estão relacionados através de fusão por desidratação contínua, seguida de metamorfismo (Bento dos Santos *et al.*, 2011a).

3.3. Localização da área de estudo

As rochas aqui investigadas localizam-se no sul da Bahia, englobando a região das cidades Teixeira de Freitas, Itanhém, Itamarajú e Jucuruçu (Fig. 16). A área pode ser acessada de Salvador pela BR-101, seguindo para sul e de lá, estradas secundárias são usadas para alcançar cada cidade e afloramento.

Fig. 16 – Mapa geológico simplificado do Sul da Bahia com a localização das amostras estudadas. Extraído de CPRM/CBPM (2003).

3.4. Aspectos de campo e petrografia dos migmatitos e granulitos

Na região investigada ocorrem diatexito e granulito fêlsico cortados por corpos de charnockito e granito tipo S, com cordierita e granada. As rochas intrusivas correspondem às suítes G4 e G5 de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e

Pedrosa-Soares *et al.* (2001).

3.4.1. Cordierita-granada diatexitito

Se tomarmos a definição de migmatito de Sawyer (2008), a rocha que domina a região investigada é o granada-cordierita diatexitito, pois a alta taxa de fusão gerou quantidades significativas de neossoma e, nesse caso, são reconhecidos leucossoma e neossoma mesocrático, com domínio de cordierita, que chega a atingir 30 a 40% em volume do neossoma. Melanossoma rico em biotita praticamente não ocorre, pois o mineral foi reagente da reação de fusão e quase ou totalmente consumido. Nada foi preservado da rocha original e se consideremos paleossoma como a porção que não foi atingida pela fusão, nenhuma rocha receberá essa designação em meio ao granada-cordierita diatexitito. O diatexitito ocorre com estruturas variadas, sendo as mais comuns estromática (Fig. 17a), *schilieren* (Fig. 17b) e nebulítica (Fig. 17c, d). Os veios de leucossoma podem ser paralelos à foliação, os quais são considerados *in situ*, e apresentar *selvedge* de biotita nas bordas (Fig. 17a), ou cortar a foliação, leucossoma *in source*, apresentando porfiroblastos de granada ou aglomerados de cordierita (Fig. 17e). Na maior parte dos afloramentos a rocha é residual, dominada pelo neossoma mesocrático, com matriz homogênea, foliada, ou não, e apresentar porfiroblastos de até 5 a 7 cm de granada, os quais podem estar associados ao leucossoma, o que denota a íntima relação da geração dos porfiroblastos como resíduos peritéticos de reações de fusão da biotita (Fig. 17 f). Ocorrem veios com terminações cegas, porções de fundido que ficaram aprisionados na rocha (Fig. 17g). O diatexitito com estrutura nebulítica é comum e formado nas porções com baixa deformação (Fig. 17h), e nelas ocorre volume de leucossoma que sobrepuja o residuo da fusão, que está presente em estrutura tipo *schöellen* e *schilieren*, dispostos sem orientação. Localmente, a coalescência de veios de leucossoma pode formar corpos menores de cordierita-granada granito (Fig. 17i).

3.4.1.1. Neossoma: leucossoma e resíduo sólido

Ao microscópio petrográfico, os veios de leucossoma podem ser divididos em dois tipos composicionais, o primeiro é dominado por quartzo e cordierita, com feldspatos subordinados e granada, em pequena quantidade ou ausente; o segundo tipo apresenta composição granítica, com proporções equivalentes de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com cordierita e granada subordinadas.

Fig. 17a) Diatexito estromático com *selvedge* de biotita nos limites do leucossoma, que apresenta porfiroblastos de granada, mais evidentes na lente superior. b) estrutura *schillieren* rica em biotita e granada envolta por porção quartzo-feldspática grossa. c - d) diatexito nebulítico com veios de leucossoma dispersos e envolvendo porções ricas em cordierita e granada (escuras). e) aglomerado de cordierita dentro de leucossoma rico em porfiroblastos de granada. f) Diatexito dominado por resíduo sólido com veios cegos de leucossoma, contendo ou não granada. g) Leucossoma formando rede dentro do diatexito e contendo porfiroblastos de granada de até 5 cm. h) Diatexito nebulítico com abundantes porfiroblastos de granada; notar porções desconexas do paleossoma ainda com foliação preservada. j) Veio de granada granito formado pela extração e coalescência dos veios de leucossoma do diatexito adjacente.

No leucossoma dominado por quartzo e cordierita (Fig. 18a), o quartzo forma grãos grandes, com mais de 1 cm, alongados e de contatos retilíneos a denteados com os outros grãos da mesma espécie e com grande número de subgrãos. Os grãos de cordierita são alongados, subédricos, raramente euédricos, quando ocorrem como inclusões em grãos de plagioclásio (Fig. 18b); a cordierita pode conter inclusões de sillimanita, na forma de fibrolita ou de grãos maiores e xenoblásticos, de biotita arredondada, e de monazita, com grãos euédricos ou arredondados, de até 2 mm; muitas bordas encontram-se pinitizadas, ou alteradas para mistura de mica branca, carbonato e clorita. Os feldspatos no leucossoma estão agrupados em lentes paralelas à foliação e às bordas do veio, apresentando textura granoblástica com raros grãos euédricos (Fig. 18c); o plagioclásio domina as lentes e alguns grãos de cordierita podem ocorrer associados. Fora das lentes ocorrem poucos grãos idiomórficos de plagioclásio, mas com lamelas em cunha ou curvadas (Fig. 18b). Isso indica grãos cristalizados do líquido, mas posteriormente deformados, tendo as bordas recrystalizadas.

Nas bordas desse tipo de leucossoma ocorre melanossoma dominado por cordierita, rica em inclusões e sillimanita, que forma aglomerados de grãos prismáticos, mas esses grãos de sillimanita apresentam bordas arredondadas ou ainda ocorrem como prismas com bordas corroídas (Fig. 18d). Alguns grãos de granada estão dentro do leucossoma, são xenoblásticos, com bordas corroídas e irregulares, com inclusões arredondadas de quartzo, biotita e raras de plagioclásio, as quais são interpretadas

como grãos que não foram totalmente dissolvidos durante a fusão e foram englobados por granada peritética. Cordierita e granada do melanossoma foram substituídas por biotita tardia, gerada pela reação entre líquido e as fases peritéticas durante o resfriamento. As feições mais comuns que levam a essa interpretação são: *i*) grãos de granada xenoblásticos totalmente envoltos por biotita, que ocorre em simplectito com quartzo $\pm$ plagioclásio na borda da granada, mas passando, lateralmente, para grão límpido (Fig. 18e, f); *ii*) biotita em simplectito com quartzo + magnetita $\pm$ plagioclásio $\pm$ sillimanita disposta na borda corroída e irregular da granada; *iii*) grãos de granada envolvidos por filme quartzo-feldspático, que mimetiza o líquido aprisionado (Fig. 18g); *iv*) localmente a borda da granada pode ser substituída por cordierita + biotita + quartzo + plagioclásio, feição de resfriamento, envolvendo reações di-, trivariante ou até de maior variância (Fig. 18e, f); *v*) a substituição da cordierita por biotita ocorre comumente sem simplectito, mas quando a textura ocorre, a biotita ocorre em proporção igual à de quartzo e/ou plagioclásio.

O diatextito é formado por leucossoma e o resíduo sólido, aqui denominado neossoma mesocrático, que perfaz grande volume da rocha. O seu contato com o leucossoma pode ser brusco ou dado por melanossoma rico em cordierita, com alguma biotita subordinada, ou ainda apresentar *selvedge* de biotita. O neossoma mesocrático é composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, cordierita, granada, biotita e sillimanita, sempre inclusa na cordierita. A rocha pode apresentar bandamento composicional irregular, formado por domínios lenticulares monominerálicos, ou não, sendo a cordierita um dos minerais mais comuns nesses domínios, que são alternados pelos compostos pelos outros minerais. Quartzo é conspícuo em quase todas as bandas, na forma de grãos grandes, alongados, formando textura *flaser*, com subgrãos e bandas de deformação ou contatos denteados separando dois grãos maiores. Lentes de ortoclásio pertítico contendo agregados granoblásticos inequigranulares estão dispostas paralelas à foliação; os grãos maiores apresentam filetes de exsolução de dois tipos, finos e numerosos com alguns mais largos e maiores, sempre de albita, mas em proporção que não é possível classificá-los como mesopertita; os grãos menores só apresentam filetes finos de exsolução e bordas de sobrecrecimento são comuns. No domínio rico em ortoclásio é comum a presença de quartzo e plagioclásio, mas é raro o contato entre as três fases.

Fig. 18 - a) Leucossoma dominado por cordierita e quartzo. No campo de visão, porfiroblasto de cordierita dentro do leucossoma com bordas pinitizadas e melanossoma formado por cordierita, com sillimanita e biotita retrometamórficas. RF-01, luz com polarizadores paralelos. b) Grão euédrico de cordierita incluído em plagiocásio, também euédrico, mas com bordas recrystalizadas, dentro do leucossoma. RF-01, luz com polarizadores cruzados. c) Lente de ortoclásio com biotita dentro do leucossoma, com alguns grãos de biotita paralelos à lente. RF-01, luz com polarizadores paralelos. Abreviações segundo Kretz (1983). d) Detalhe da Fig. 18a, em que cordierita no melanossoma foi parcialmente substituída por sillimanita + biotita em reação com o líquido, agora representado pelo leucossoma. RF-01, luz com polarizadores paralelos. e, f) Borda de porfiroblastos de granada substituído por simplectitos de cordierita + quartzo e biotita + quartzo + feldspatos; notar continuidade óptica dos filmes/grãos de quartzo e plagioclásio com os simplectitos. RF-29A, luz com polarizadores paralelos (e) e cruzados e placa de gypso (e). g) Borda irregular de granada com inclusões arredondadas de biotita, quartzo e cordierita + sillimanita; a borda foi substituída por simplectito de biotita + quartzo. RF-29A, luz com polarizadores paralelos.

Quando os dois feldspatos estão em contato, o desenvolvimento de mirmequita entre eles é observado. O plagioclásio ocorre junto ao quartzo na matriz formando textura granoblástica, podendo ainda formar domínios monominerálicos, que são raros. Alguns grãos de plagioclásio são euédricos sugerindo que tenham crescido a partir de líquido. A proporção de cordierita é maior que a de granada e está presente em diversos tipos texturais: na forma de grãos com abundantes inclusões de sillimanita, com a qual pode estar intercrescida; pode formar coroa límpida ao redor do núcleo rico em sillimanita e, em alguns casos, ocorre em simplectito com quartzo e na parte mais externa ainda pode ter biotita. Em certas porções a cordierita substituiu a granada, sendo possível observar pseudomorfos de granada parcialmente substituídos por cordierita + biotita ± quartzo. Nas texturas de substituição envolvendo cordierita, existe sempre filme de quartzo + plagioclásio, com raro feldspato potássico, envolvendo os grãos de granada. A biotita ocorre marcando a foliação, ou em texturas reacionais de substituição de granada e cordierita, ou com disposição aleatória na matriz, indicando ser de cristalização tardia. Não são observadas diferenças de pleocroísmo dos grãos de biotita entre os diversos tipos texturais. Os dois minerais acessórios mais abundantes são zircão e monazita, com magnetita tendo importância em algumas amostras.

A composição de alguns veios de leucossoma é constituída de feldspato potássico (50%) e quartzo (45%) e plagioclásio (5%). Os grãos de feldspato potássico são mesopertíticos, idiomórficos a subidiomórficos, com sobrecrecimentos nas bordas, na forma de finos filmes ou pela presença de série grãos arredondados na borda dos grãos maiores, formando feição denominada de “colar de contas” (*string beads*, Sawyer, 2008), produto da recristalização dos filmes que mimetizaram o líquido aprisionado ou do sobrecrecimento. Plagioclásio ocorre em proporção reduzida e se faz perceber ao lado do desenvolvimento de mirmequita que substituiu as bordas do feldspato potássico; pode estar presente na matriz formando grãos idiomórficos a subidiomórficos. Quartzo ocorre de duas maneiras diferentes, ou como inclusões arredondadas nos feldspatos, principalmente no feldspato potássico, sendo essas consideradas como quartzo residual, que resistiu á fusão, ou na matriz na forma de grãos intersticiais aos de feldspato, xenomórficos, indicando ter sido a última fase a cristalizar do líquido; nesses casos as terminações e contatos podem ser na forma de cúspide. Os veios menos espessos, com 2 a 3 mm de espessura, apresentam grãos de cordierita, alongados e sem qualquer alteração ou textura reacional. A possível interpretação para isso é que os pequenos

veios não representam a composição original da fusão, por serem cumulos formados por cristalização, segregação e perda de líquido.

O neossoma mesocrático, resíduo sólido, associado a esse tipo de leucossoma é rico em cordierita, acompanhada por plagioclásio, quartzo, biotita, granada, raro feldspato potássico, tendo ainda sillimanita e espinélio verde hercínico, que ocorrem apenas como inclusões em granada ou cordierita. A granada forma porfiroblastos de até 4 cm e apresenta volume (25%) inferior ao da cordierita (30-40%); apresenta inclusões de quartzo e biotita arredondadas e de sillimanita prismática, neste caso os grãos estão orientados paralelos à foliação externa. A forma arredondada das inclusões de quartzo e biotita na granada e as inclusões de sillimanita indicam que a granada é peritética, e as inclusões são sobras das reações de fusão. As bordas da granada são irregulares, o que é reforçado pela sua substituição por biotita e cordierita, que ocorrem em simplectitos dominados por biotita e com quartzo e raro feldspato associados. Filmes de quartzo e feldspatos estão dispostos nos limites da granada, sem desenvolvimento de qualquer textura reacional. Cordierita ocorre como grãos alongados, recristalizados ou porfiroblastos, contendo inclusões de zircão, monazita, sillimanita, espinélio verde e magnetita; a sillimanita é prismática e apresenta bordas arredondadas, enquanto o espinélio verde é xenoblástico e contém inclusões de sillimanita. A biotita está presente marcando a foliação, ou disposta de forma aleatória na matriz, indicando que parte dos grãos é tardia; ainda ocorre inclusa ou nas bordas da cordierita; a maior parte dos grãos é subedral. Os grãos de quartzo e feldspatos são anedrais, com contatos arredondados, com terminações em cúspide, indicando que cresceram pela cristalização do líquido, o que é reforçado por filmes quartzo-feldspáticos que estão nos contatos entre cordierita e biotita.

Em muitos dos afloramentos da região, o migmatito é formado por grande volume de neossoma mesocrático. A rocha contém quartzo, ortoclásio, granada e grande volume de cordierita, que às vezes excede 50% (Fig. 17d, e, f). A matriz é formada por aglomerados orientados, com textura granoblástica, compostos de ortoclásio mesoperitítico, quartzo e com proporção de cordierita variada (Fig. 20a). Plagioclásio é subordinado, os grãos são subédricos, com várias faces retas, com algumas terminações em cúspide, podendo conter borda de sobrecrecimento (Fig. 20b). Alguns dos aglomerados são formados por mais de 70% de cordierita, na

Fig. 20 a) Matriz do neossoma com textura granoblástica definida por grãos aproximadamente equidimensionais de quartzo, ortoclásio e cordierita. RF6A, luz com polarizadores cruzados. b) Plagioclásio tardio e euédrico no neossoma; notar as terminações em cúspide e continuidade óptica do plagioclásio com os filmes de mesmo mineral que circundam a biotita tardia, que também é euédrica.

(continuação da página anterior) RF6A, luz com polarizadores cruzados placa de gypso. c) Porfiroblasto de granada com abundantes inclusões arredondadas de quartzo e biotita ainda guardando algum bandamento original da rocha, pois elas se alternam; bordas irregulares do porfiroblasto são substituídas por cordierita ou biotita com ou sem simplectitos. RF6A, luz com polarizadores paralelos. d, e) Borda do porfiroblasto da fotomicrografia c substituída por simplectito de biotita e quartzo, o qual tem continuidade óptica com o filme de quartzo que mimetiza o líquido aprisionado disposta ao redor do porfiroblasto. RF6A, luz com polarizadores cruzados (d) e cruzados e com placa de gypso (e). f, g) Borda do porfiroblasto da fotomicrografia c substituída por simplectito de biotita e quartzo, mas ainda com intercrescimento micrográfico na porção externa do simplectito. RF6A, luz com polarizadores cruzados (f) e cruzados e com placa de gypso (g). h) Inclusões de sillimanita, magnetita e espinélio em cordierita. RF-9B, luz com polarizadores paralelos.

forma de aglomerados de grãos equigranulares, com textura granoblástica, ou por porfiroblastos. Ambos os tipos apresentam abundantes inclusões arredondadas de quartzo e biotita, além de zircão, monazita e minerais opacos. Os grãos de cordierita de muitas das lâminas contém quantidade muito alta de micro inclusões de minerais opacos muito finos, parecendo uma poeira que suja os grãos. Em virtude da granulação extremamente fina, não foi possível determinar se as inclusões são formadas por mais de uma espécie, mas é provável que seja uma mistura entre óxidos e grafita. As inclusões arredondadas de quartzo e biotita são grãos que não foram totalmente fundidos e ficaram preservados nos grãos peritéticos de cordierita.

Os grãos de granada variam de tamanho, desde raros grãos de 1 a 3 mm, com o mesmo tamanho da matriz, até porfiroblastos de 3 cm, com abundantes inclusões arredondadas de quartzo, biotita, magnetita e, em menor quantidade de cordierita (Fig. 20c); os porfiroblastos são xenoblásticos, com bordas extremamente irregulares devido á corrosão, pois é possível observar fantasmas da antiga borda do grão (Fig. 20c), agora substituída por coronas sucessivas de cordierita, cordierita + quartzo, de forma granular ou como simplectito, e borda externa de simplectito grosso de biotita + quartzo ± cordierita (Fig. 20 d, e). Em algumas lâminas, na borda da biotita dos simplectitos ocorre intercrescimento de quartzo e feldspato com textura micrográfica (Fig. 20 f, g). Algumas rochas apresentam buchos de granada, de cordierita ou dos dois minerais, mas com a granada no centro e cordierita em toda sua volta. Nos aglomerados ricos em cordierita as inclusões xenoblásticas de sillimanita, hercinita e magnetita são abundantes (Fig. 20 h). A biotita ocorre na matriz como grãos subédricos ou arredondados, sem diferença de pleocroísmo entre os dois tipos, mas os subédricos e alongados definem a foliação, que é paralela aos aglomerados de cordierita e feldspatos.

3.4.1.3. Veios graníticos

Veios de granada granito, granada-cordierita granito são abundantes cortando o diatexito ou em afloramentos em que corpos maiores de granito já são formados pela coleta do líquido gerado (Fig. 17j). Essas rochas ocorrem com textura ígnea seriada, marcada pela ocorrência de feno cristais de ortoclásio pertítico a mesopertítico, com inclusões de quartzo arredondado ou xenoblástico, sendo que os maiores grãos apresentam bordas retas, embora contatos denteados não sejam incomuns. Borda fina de feldspato potássico, mas com orientação cristalográfica diferente é formada nos contatos dos fenocristais e também nos grãos menores da matriz. Essa é formada por quartzo, ortoclásio e plagioclásio, todos anédricos. O plagioclásio é intersticial, com inclusões de quartzo, zonação óptica e subordinado ao quartzo e ao ortoclásio, sendo raro apresentar proporção modal maior que 5 a 8%. Raros grãos são maiores que a matriz, ocorrem com geminação polissintética e são antipertíticos.

Aglomerados ou porfiroblastos de cordierita e granada são comuns. A granada apresenta inclusões arredondadas de biotita e quartzo, enquanto que a cordierita ocorre como grãos isolados ou aglomerados de grãos xenoblásticos, com inclusões de biotita ou sillimanita, que chega, em alguns casos, a ser tão abundante quanto à cordierita. Localmente a deformação tardia imprime textura protomilonítica em alguns dos veios, gerando orientação na rocha, extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, bandas de deformação no quartzo e nos feldspatos.

3.4.2. – Granulito félsico

O granulito félsico ocorre subordinado aos migmatitos no campo. As relações de contato nem sempre podem ser definidas, mas em alguns afloramentos é observado a transição entre hornblenda-biotita diatexito para granulito félsico, transição que pode ocorrer em bandas paralelas (Fig. 21a). Veios de leucossoma estão dispostos paralelos à foliação (Fig. 21b), com as terminações cegas e, localmente, cortam o granulito félsico. Dentro do leucossoma são observados cristais de ortopiroxênio ou granada.

Fig. 21a) Contato entre hornblenda-biotita diatexito (acima) e granulito félsico (abaixo), ora transicional ora abrupto. b) Granulito félsico com veios de leucossoma formados in situ, mas já com alguma mobilização, já que apesar de estarem subparalelos à foliação, chegam a cortá-la.

O granulito é formado por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, ortopiroxênio, granada, biotita e ilmenita. A textura é granoblástica e orientada, devido à disposição de grãos orientados de ortopiroxênio e ilmenita. Quartzo também ocorre formando lentes alongadas paralelas à foliação, na forma de textura *flaser*. Plagioclásio predomina, com ortoclásio subordinado, na forma de filmes ao redor do plagioclásio e granada ou como pequenos grãos isolados. Ortopiroxênio ocorre como porfiroblastos (Fig. 22a) ou na matriz e a maior parte dos grãos está circundada por biotita (Fig. 22b), o que sugere sua substituição. Granada não ocorre em todas as amostras e, como o ortopiroxênio, forma porfiroblasto ou faz parte da matriz (Fig. 22a); contém inclusões arredondadas de quartzo e feldspatos e mais raramente de biotita (Fig. 22c). Filmes de quartzo e feldspatos mimetizando o líquido aprisionado são raros, mas ocorrem em junções tríplices (Fig. 22d) ou ao redor de biotita subedral (Fig. 22e, f).

3.5. Química dos minerais

Após a petrografia, oito lâminas foram selecionadas para análise na Microsonda Eletrônica, CAMECA SX 100, com quatro espectrômetros munidos com dois cristais TAP, um LIF e um PET. As análises foram feitas com condições de 15 kV, 15 nA e feixe de 5 μ . Foram analisados os seguintes elementos em cada mineral listados a seguir:

- granada – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg e Ca;
- cordierita – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Na e K;
- feldspatos – Si, Al, Fe, Mn, Ca, Na e K;

- ortopiroxênio – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg e Ca;
- biotita – Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e F; e,
- espinélio – Si, Ti, Al, Cr, Zn, Fe, Mn, e Mg.

Fig. 22 a) Granada granulito félsico com porfiroblasto de ortopiroxênio e granada em matriz de quartzo, ortoclásio e plagioclásio. RF-3A, luz com polarizadores paralelos. b) Porfiroblasto de ortopiroxênio com bordas substituídas por biotita ou por simplectito fino de biotita e quartzo. RF-3A, luz com polarizadores paralelos. c) Porfiroblasto de granada com inclusões ameboides de quartzo e feldspatos, com bordas irregulares e substituídas por biotita. RF-3A, luz com polarizadores paralelos. d) Raro filme de quartzo entre grãos de feldspatos mimetizando líquido aprisionado, notar terminações e contato no meio do grão em cúspide e com ângulos diedrais pequenos. RF-3A, luz com polarizadores paralelos. e, f) Filme de quartzo envolvendo biotita e nas bordas de feldspatos mimetizando líquido aprisionado. RF-3A, luz com polarizadores cruzados (e) e cruzados e placa de gesso (f).

Análises pontuais foram feitas nos feldspatos, biotita e cordierita, no centro e nas bordas de pelo menos três grãos de dois ou três diferentes campos de uma mesma lâmina. Em grãos de granada e ortopiroxênio foram feitos perfis composicionais com 8 a 20 pontos.

Os minerais de cinco amostras foram analisados, da porção do neossoma residual de três diatexitos (RF-01, RF06, RF-24) e de dois granulitos (RF-03 e RF-16). Do granada-cordierita diatexitos foram analisados os seguintes minerais: cordierita, granada, feldspatos, biotita, espinélio; e do granulito: ortopiroxênio, granada, feldspatos e biotita.

As análises feitas encontram-se no anexo 1.

3.5.1. Granada

A química da granada é controlada pela composição total da rocha (*bulk composition*) e em cada litotipo particularidades são observadas. No granada-cordierita diatexitos, a composição é dominada pelos membros finais almandina e piropo, respectivamente com valores entre 70 e 80% e entre 15 e 30%, dependendo da amostra (Fig. 23). Nas três amostras almandina aumenta do núcleo para as bordas, enquanto piropo diminui. As quantidades de Ca e Mn são muito baixas, com concentrações entre 2 e 3%, sendo que grossulária apresenta perfil plano e espessartita aumenta em direção às bordas. A composição geral pode ser descrita como $\text{alm}_{70}\text{pyr}_{25}\text{grs}_3\text{sps}_2$.

Fig. 23 - Perfis composicionais de grãos selecionados de granada do diatexitito. a) RF-01, b) RF-06, c) RF-24.

No granulito félsico, a composição da granada é dominada pela molécula de almandina, seguida por piropo, grossulária e espessartita, entretanto ocorrem diferenças com a composição da granada do diatexitito. A composição da rocha é mais rica em Ca que o diatexitito, fato comprovado pela presença comum de plagioclásio, o que é refletido na quantidade maior de grossulária, em torno de 10%. Os perfis são praticamente planos com pequenas variações nas bordas, com leve aumento de Fe e diminuição de Mg. Como existem variações na composição da rocha, RF-03 é mais rica em Fe e mais pobre em Mg, com composição geral $\text{alm}_{70}\text{pyr}_{20}\text{grs}_{8}\text{sps}_2$, e RF-16 mais rica em Mg com composição geral $\text{alm}_{65}\text{pyr}_{25}\text{grs}_{10}\text{sps}_5$ (Fig. 24).

Fig. 24 - Perfis composicionais de granada do granulito félsico. a) RF-03 e b) RF-16.

3.5.2. Cordierita

Cordierita é exclusiva do diatexito e apresenta composição homogênea em todas as amostras analisadas, com X_{Mg} 0,69, Fe com 0,62 *apfu*, e sem zonação química.

3.5.3. Feldspatos

No granada-cordierita diatexito, os feldspatos não apresentam zonação composicional; o ortoclásio chega a conter entre 16 e 22% de molécula de albita, com exsolução de albita pura. A composição do feldspato potássico não foi reintegrada. O plagioclásio é representado pela composição An_{24} . No granulito, o ortoclásio é quase puro, com máximo de Ab_5 , enquanto o plagioclásio é representado por An_{47} no granulito rico em Mg (RF-16) e por An_{40} no pobre em Mg (RF-03).

3.5.4. Ortopiroxênio

Ortopiroxênio é exclusivo do granulito félsico e sua composição também varia de acordo com a quantidade de Mg na rocha. Em RF-16, mais rica em Mg, X_{Mg} é 0,48, os grãos apresentam leve zonação química, com núcleo mais rico em Al (0,07 *apfu*) do que as bordas (0,056 *apfu*), o que é compensado pelo aumento de Mg ($X_{Mg} = 0,50$). Na rocha mais pobre em Mg, RF-03, os grãos analisados não apresentam zonação química, com X_{Mg} entre 0,41 e 0,42, e Al entre 0,52 e 0,55 *apfu*.

3.5.5. Biotita

Biotita ocorre em três tipos texturais no granada-cordierita diatexito, como porfiroblastos, aglomerados de grãos ou em simplectitos com quartzo e feldspato. A composição é homogênea com $X_{Mg} = 0,54$ nos dois primeiros tipos, só nos simplectitos é que ocorre com $X_{Mg} = 0,50$. O conteúdo de Ti é alto, com valores de até 5,2 % (0,37 *apfu*) nos porfiroblastos e menores nos simplectitos, 4,5% (0,26 *apfu*).

No granulito a composição da biotita varia com a composição da rocha; na mais rica em Mg, RF-16, X_{Mg} é 0,65 e a na mais pobre, RF-03, X_{Mg} é 0,45. Os valores de Ti também são elevados, respectivamente, 6,1% (0,35 *apfu*) e 5,0% (0,30 *apfu*).

3.6. Metamorfismo, fusão e cálculo de temperatura e pressão

O cálculo das condições do pico metamórfico em rochas formadas sob condições P - T elevadas durante o metamorfismo, granulitos e migmatitos, deveria ser algo simples e direto, já que a maior parte das calibrações de termômetros e barômetros é feita dentro da janela P - T da fácies granulito. No entanto, como discutido anteriormente, o cálculo não é simples nem direto. A seguir será apresentada uma série de resultados e seus significados serão discutidos.

Os primeiros cálculos P - T são feitos com o THERMOCALC, sendo calculados separadamente temperatura e pressão e depois as duas variáveis são calculadas conjuntamente. Para as amostras do granada-cordierita diatexito, primeiro é considerado que a paragênese do pico do metamorfismo é formada pelos minerais presentes: granada, cordierita, sillimanita, biotita, ortoclásio, plagioclásio e quartzo, e que a mesma coexistiu com fase rica em H_2O . Valores em torno de 6,6 kbar e 850 °C são calculados para as amostras RF-1 e RF-6, com valores algo mais elevados para RF-24, 6,7 kbar e 880 °C. Não há muita diferença nos resultados se pressão e temperatura são calculadas separadas ou em conjunto, com o método *average P-T* (Tabela 1).

Para as amostras de granulito, valores irreais com $T > 1000$ °C foram calculados quando a rocha foi considerada saturada em água. Vários cálculos foram feitos para valores de atividade de H_2O menores que 1 e nos cálculos feitos com $a_{H_2O} = 0,3$ a temperatura calculada ficou em torno de 850 °C, como os valores calculados para o granada-cordierita diatexito. A variação de a_{H_2O} não influencia no cálculo de P , e valores em torno de 6,7 kbar foram determinados (Tabela 1).

Os cálculos P - T foram feitos com o método *average P-T* do THERMOCALC, com o qual temperatura e pressão são calculadas conjuntamente e um índice de correlação do resultado de temperatura e pressão é dado. Quando o fator de correlação é alto, próximo a 1, isso indica que há forte dependência entre os resultados obtidos, ou seja, o valor calculado da temperatura é dependente do valor calculado de pressão.

Os resultados obtidos para as amostras do granada-cordierita diatexito são bastante semelhantes com os cálculos separados de pressão e temperatura, com incertezas mais elevadas e correlação bem elevada, indicando que os cálculos de pressão e temperatura são altamente correlacionados, ou seja, se o resultado de temperatura for

bom, o da pressão também é, mas o inverso também é verdadeiro. Do ponto de vista estatístico os resultados são bons e interessantes, pois se temperatura e pressão são calculadas separadamente os resultados são muito próximos dos resultados do método *average P-T*, e a alta correlação indica a boa qualidade dos resultados, no caso aqui investigado.

Tabela 1 – Valores de *P* e *T* calculados com o programa THERMOCALC, com os métodos cálculo de *P*, cálculo de *T* e média *PT* (average *PT*).

amostra	Rocha	<i>P</i> (kbar)	±	<i>T</i> (°C)	±	correlação	<i>a</i> _{H2O}
RF-1	diatexito	6.5	0.5	850	31		1
RF-1 (aPT)		6.6	0.8	855	55	0.8	1
RF-6	diatexito	6.6	0.5	837	29		1
RF-6 (aPT)		6.8	0.9	856	58	0.9	1
RF-24	diatexito	6.7	0.5	881	29		1
		7.4	0.8	904	59	0.83	1
RF-16	granulito	6.7	1.13	1046	63		1
RF-16 (aPT)		9.4	1.8	1094	84	0.56	1
		6.7	1.3	920	49		0.5
		6.8	1.1	858	48		0.3
RF16b	granulito	6.8	1.1	1037	63		1
		6.7	1.3	925	48		0.5
		6.8	1.1	851	43		0.3
RF-3	granulito	7.0	1.2	895	46		0.5
		7.1	1.2	808	45		0.3
RF-3 (aPT)		5.8	1.2	768	45	0.48	0.3

Para o granulito félsico, os cálculos feitos com o método *average P-T* são bastante dependentes da atividade de H₂O, mas os melhores resultados, do ponto de vista estatístico são obtidos com os valores de atividade de H₂O de 0,3, quando as menores incertezas ocorrem e os resultados são semelhantes às condições quando temperatura e pressão são calculadas separadamente.

O cálculo termobarométrico usando as calibrações para o par ortopiroxênio-

granada de Harley & Green (1982) e Harley (1984a, b) produz de forma consistente valores de temperatura mais baixos e de pressão bem mais elevados que o THERMOCALC. Isso é decorrência dos baixos valores de Al_2O_3 dos grãos de ortopiroxênio analisados, já que as calibrações foram elaboradas para granulitos e outras rochas em que o teor de Al_2O_3 do ortopiroxênio é elevado, maior que 8%. Valores de temperatura de 730 e 754 °C são calculados com a calibração de Harley (1984b) para a amostra RF-16, para dois pares de granada e ortopiroxênio, e para os mesmos pares, pressão de 13,6 e 14,0 kbar, e 13,5 e 12,8 kbar, usando, respectivamente as calibrações de Harley (1984a) e Harley & Green (1982). Para a amostra RF-3, apenas um grão de granada e dois de ortopiroxênio foram analisados, resultando em cálculo de temperatura de 785 e 776 °C, com a mesma granada e cada um dos núcleos dos grãos de ortopiroxênio e pressão de 16,7 e 15,0, e 15,4 e 14, usando as calibrações de Harley (1984a) e Harley & Green (1982). Os resultados estão sumarizados na tabela 2.

Tabela 2 – Valores de P e T calculados com o par granada-ortopiroxênio do granulito félsico.

amostra	P (kbar) ¹	P (kbar) ²	P (kbar) ³	T (°C) ⁴
RF-16 (par 1)	13,6	14,0		730
RF-16 (par 2)	13,5	12,8		754
RF-3 (Opx ¹)	16,7	15,0		785
RF-3 (Opx ²)	15,4	14,0		776

¹Harley (1984a); ²Harley & Green (1982); ⁴Harley (1984b).

Os resultados são discrepantes com os do THERMOCALC e não são consistentes com as paragêneses observadas nas rochas estudadas, que contém cordierita, mineral que não é estável em pressões mais elevadas que 10 ou 11 kbar (Hensen, 1971). Os cálculos com valores tão altos de pressão devem estar vinculados com a concentração mais baixa de Al_2O_3 do ortopiroxênio, já que essas calibrações foram feitas para rochas com ortopiroxênio rico em alumínio.

O cálculo da pressão com o barômetro granada-quartzo-plagioclásio-ortopiroxênio foi feito utilizando três calibrações diferentes, Newton & Perkins & (1982), Perkins & Chipera (1985) e Eckert *et al.*, (1991). As calibrações disponíveis para o barômetro são termodinâmicas ou experimentais e muitas delas são calibrações simultâneas envolvendo orto- (GAPES) ou clinopiroxênio (GADS) e são baseadas nas reações:

grossulária + 2 piropo + 3 quartzo = 3 anortita + 3 enstatita (GAPES)

2 grossulária + piropo + 3 quartzo = 3 anortita + 3 diopsídio (GADS)

A calibração de Newton & Perkins (1982) é termodinâmica e foi feita para ser usada como geobarômetro em rochas com a paragênese granada + orto ou clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo. Os piroxênios são tratados como solução sólida ideal; a não idealidade da granada é atribuída ao binário grossulária - piropo, considerado simétrico (regular) com parâmetro de Margules de valor $3300 \pm 1,5 \text{ T } (^{\circ}\text{K})$; o plagioclásio é tratado como solução sólida não ideal assimétrica (sub-regular), com os seguintes parâmetros de Margules: $W_{\text{An}} = 2095$ e $W_{\text{Ab}} = 6746$. As pressões calculadas com o GAPES são tidas como de maior confiabilidade e são aproximadamente 2 kbar maiores que as calculadas com o GADS. São estimados erros de 1,5 kbar para o primeiro geobarômetro e 1,6 kbar para o segundo. É sugerido ajuste empírico de - 0,6 kbar para o GAPES e + 1,6 para o GADS. Perkins & Chipera (1985) apresentaram calibração termodinâmica do GAPES envolvendo as reações dos membros finais de Mg e Fe. O primeiro é calibrado no sistema CMAS (CaO, MgO, Al_2O_3 , SiO_2), a partir de medidas das propriedades termodinâmicas dos membros finais envolvidos. A segunda calibração é baseada em dados experimentais disponíveis (Bohlen *et al.* 1980, 1983b) para o sistema CFMAS (CaO, FeO, Al_2O_3 , SiO_2). Para plagioclásio é usado o modelo de atividade de Newton & Perkins (1982), ortopiroxênio é considerado solução sólida ideal e granada é tratada como solução sólida quaternária com o modelo de Ganguly & Saxena (1984). É desaconselhada a aplicação da reação de Mg para rochas ricas em Fe ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0.5$). O erro é estimado em ± 1 kbar. Normalmente P_{Mg} é maior que P_{Fe} e os cálculos fornecem valores de pressão mais elevados que a calibração de Newton & Perkins (1982). Eckert *et al.* (1991) apresentaram calibração experimental/termodinâmica baseada na redeterminação da entalpia da reação por calorimetria de solução. A entalpia foi determinada experimentalmente e substituída na expressão termodinâmica de Newton & Perkins (1982). São adotados os modelos de atividade de Newton & Perkins (1982) para granada e plagioclásio e o piroxênio é tratado como solução sólida ideal. São assinalados erros de $\pm 1,55$ kbar para GAPES e de $\pm 1,90$ kbar para GADS.

A aplicação do geotermômetro para as amostras RF-3 e RF16, os dois granulitos félsicos investigados, resultou em valores entre 8 e 9 kbar (Tabela 3). As pressões calculadas produzem valores algo mais elevados do que o THERMOCALC, entre 1 e 1,5 kbar. Os maiores valores são calculados com a calibração de Eckert *et al.*, (1991) e os menores com a

calibração envolvendo os membros finais de Fe de Perkins & Chipera (1985). Mesmo com as incertezas e a diferença de 1,5 kbar, os valores são mais razoáveis dos que os produzidos pela calibração de Harley & Green (1982) ou de Harley (1984a). No entanto se correção de -0,6 kbar é feito nos resultados obtidos, dentro da faixa de incertza, os cálculos são compatíveis com os resultados do THERMOCAL.

Tabela 3 – Valores de P calculados com o barômetro granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (GAPES) do granulito félsico com temperatura de referência de 850 °C.

amostra	P (kbar) ¹	P (kbar) ²	P (kbar) ³	P (kbar) ⁴	P (kbar) ⁵
RF-16	8,06	7,46	7,99	7,56	8,27
RF-3	8,63	8,03	8,5	8,01	8,96

¹Newton & Perkins (1982); ² Newton & Perkins (1982) com correção empírica de -0,6 kbar; ³Perkins & Chipera (1985) – calibração com membro final de Mg; ⁴Perkins & Chipera (1985) – calibração com membro final de Fe; ⁵Eckert *et al.* (1991).

3.7. Conclusão

As rochas metamórficas da Faixa Araçuaí, no Sul da Bahia, foram submetidas a metamorfismo da fácies granulito. As condições P - T para o pico metamórfico de 850 °C e 6,5 kbar são compatíveis com o campo de estabilidade da associação cordierita + granada + sillimanita + quartzo + ortoclásio, para metapelitos, e quartzo + ortopiroxênio + granada para os granulitos félsicos, mesmo se valores de pressão de 8 kbar forem adotados, as condições ainda são compatíveis com as paragêneses observadas. Ainda essas condições estão de acordo com as necessárias para fusão de biotita + sillimanita, em presença de quartzo e feldspatos, o que propiciou a origem dos migmatitos e dos vários corpos de granitos crustais, com granada e cordierita, e charnockitos que são comuns e abundantes na região. Os resultados obtidos estão em consonância com outros estudos prévios feitos na região (Munhá *et al.*, 2005; Bento dos Santos *et al.*, 2011).

As temperaturas obtidas da ordem de 850 °C para pressões entre 7 e 8 kbar durante o pico metamórfico indica alto grau geotérmico, compatível com a base de arco magmático, ou ainda em ambiente de bacia de retro-arco como já proposto para a região (Silva *et al.*, 2008), no entanto a bacia de retro-arco deve ter sido instalada em crosta continental e pela ascensão da astenosfera o fluxo de calor necessário para promover intensa fusão crustal, com formação de granitos, migmatitos e charnockitos, e metamorfismo de fácies granulito foi alcançado.

4. Os granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu na região entre Inhumas, Itauçu e Petrolina de Goiás

4.1. Introdução

A origem dos granulitos de temperatura ultra-alta é tópico de grande interesse petrológico, tanto do ponto de vista das paragêneses características e diagnósticas, quanto das condições P - T extremas, ambientes tectônicos e fontes de calor para gerar anomalias térmicas tão intensas dentro crosta continental (Harley, 1998; Kelsey, 2008). Pattison *et al.* (2003) sugerem que o início da fácies granulito deve ser definido com temperatura superior a 800 °C, haja vista que a grande maioria dos dados experimentais indicam essa como temperatura mínima para o aparecimento do ortopiroxênio em metamorfismo de rochas máficas (composição de basalto), félsicas (rocha quartzo-feldspática) ou pelíticas. Modelamento termodinâmico feito com o THERMOCALC indica que a partir de composições de grauvacas, rochas sedimentares imaturas, o ortopiroxênio pode ser gerado em temperaturas em excesso de 750 °C (Johnson *et al.*, 2008). Assim o metamorfismo de temperatura ultra-alta que ocorre em temperaturas maiores que 900 °C (Harley, 1998), ocorre como uma continuação da fácies granulito, sem que ocorra um intervalo muito grande, como antes se defendia. As paragêneses características de temperaturas ultra-altas são safirina + quartzo, ortopiroxênio aluminoso + sillimanita + quartzo, espinélio + quartzo, osumilita + granada e escapolita rica em cálcio + wollastonita (Harley, 1998; Kelsey, 2008).

Os dados experimentais obtidos ao longo das décadas de 1970, 1980 e 1990 para sistema FMAS para rochas aluminosas não são consistentes, pois embora os dados de temperatura de todos indiquem temperaturas muito elevadas, maiores que 900 °C, para o campo de estabilidade das associações em sistema FMAS, os valores de pressão dos pontos invariantes do sistema apresentam incongruências de 2 a 6 kbar (*e.g.* Hensen & Green, 1970, 1971, 1972; Bertrand *et al.*, 1991). No entanto, após os modelamentos termodinâmicos desenvolvidos por Kelsey *et al.* (2004) para os sistemas FMAS, FMASH e KFMASH, foi possível determinar que a razão da incongruência se dá pela presença de H₂O em experimentos apresentados como anidros (Hensen & Green, 1970, 1971, 1972). A presença de H₂O aumenta o campo de estabilidade da cordierita para pressões mais elevadas deslocando os pontos invariantes que envolvem a presença do mineral para valores de pressão mais elevados (Kelsey *et al.*, 2004). Recentemente os modelamentos

termodinâmicos envolvendo a incorporação de Fe^{3+} em safirina e espinélio demonstram que o campo de estabilidade desses minerais em presença de quartzo avança para temperaturas muito baixas, respectivamente, 850 °C e 680 °C, questionando a validade dessas paragêneses como diagnósticas de condições de temperatura ultra-alta (Taylor-Jones & Powell, 2010). No entanto, a quantidade de Fe^{3+} incorporado na composição da safirina para reduzir tanto assim o seu campo de estabilidade pode ser alta demais, quase irreais para exemplos naturais.

Um dos exemplos de metamorfismo de temperatura ultra-alta do Brasil é encontrado nos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu, GO, em que são observados espinélio + quartzo, safirina + quartzo, ortopiroxênio + sillimanita + quartzo, ortopiroxênio aluminoso + granada rica em piropo e wollastonita + escapolita (Moraes *et al.*, 2002, 2006). O objetivo do presente trabalho é investigar se a ocorrência das rochas com paragêneses de temperatura ultra-alta é de caráter regional e se ele é gravado em granulitos normais.

4.2. Geologia Regional

O Complexo Anápolis-Itaçu, GO, é formado por diversas unidades alongadas de orientação NW-SE, seguindo a orientação do complexo como um todo (Fig. 25). As seguintes unidades são encontradas: granulitos derivados de tonalito e granodiorito; granulitos derivados de rochas supracrustais, incluindo granulitos aluminosos, leptinito e granada gnaiss, com quantidades menores de mármore, rochas calciossilicáticas, quartzito e granulito máfico fino; rochas máfico-ultramáficas; metacherte e formações ferríferas. 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 Nd determinadas em granulitos supracrustais do complexo (Sato, 1998; Fischel *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 1999a) e em rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Pimentel *et al.*, 1999a; Fischel *et al.*, 1999a, b) estão no intervalo entre 1,3 e 1,6 Ga. Isto limita a idade máxima dos protolitos dessas rochas e sugere que pelo menos parte do complexo deve ser equivalente de alto grau do Grupo Araxá.

Fig. 25 – Mapa regional da Faixa Brasília adaptado de Fuck *et al.* (1994). O complexo Anápolis-Itaçu faz parte da Zona interna e é destacado em cinza.

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 em três localidades dentro do complexo. A norte de Goiânia ocorre quartzito impuro no qual a associação safirina + quartzo (+ granada) ocorre em contato estável, o que implica em condições mínimas de temperatura de 1050 °C e 10 kbar (Moraes *et al.*, 2002). A associação é substituída por ortopiroxênio aluminoso (>12 % Al_2O_3) + sillimanita com quartzo em excesso. A ausência de cordierita e a presença de biotita tardia permitiu inferir que a rocha seguiu trajetória *P-T* de resfriamento isobárico até pelo menos 900 °C e pressões em torno de 10 kbar (Moraes *et al.*, 2002). Nas proximidades de Damolândia, safirina ocorre em rochas ricas e pobres em quartzo. Em rocha pobre em quartzo, a associação do pico do metamorfismo contem ortopiroxênio (10,9 % de Al_2O_3) + sillimanita + quartzo que reagiram para formar granada. Porfiroblastos de granada reagiram com a sillimanita restante para produzir simplectitos de cordierita + espinélio + safirina + plagioclásio. As bordas dos grãos de granada foram substituídas por simplectitos com ortopiroxênio e safirina, ou espinélio, ou cordierita. Subsequentemente, os simplectitos de safirina + ortopiroxênio reagiram com líquido residual para produzir intercrescimentos granulares de cordierita + espinélio + biotita, com o predomínio do último mineral. Na rocha rica em quartzo, a associação safirina + quartzo marca o pico do metamorfismo e as microestruturas sugerem que esta associação reflete a reação entre ortopiroxênio (11,9 % de Al_2O_3) + sillimanita + quartzo para granada + safirina. Safirina e quartzo são raramente encontrados como inclusões em granada. Intercrescimentos de cordierita + espinélio + sillimanita podem ter sido produzidos pela quebra de granada + sillimanita $\pm$ safirina. As bordas da granada foram substituídas por ortopiroxênio + cordierita, na forma de simplectito ou de corona, produzidos em virtude de reação com o líquido silicático. Nas cercanias de Damolândia ocorrem rochas sem safirina onde os porfiroblastos de ortopiroxênio são ricos em alumínio (9,7 % de Al_2O_3) e intercrescimentos granulares de sillimanita + cordierita + espinélio são comuns e podem representar quebra da safirina. Coronas de ortopiroxênio + cordierita ocorrem nas bordas da granada. Leucossoma é comum e daí é inferido que a presença de líquido silicático promoveu mais reações com ortopiroxênio + cordierita

reagindo para granada + biotita e granada + cordierita, por sua vez reagindo para sillimanita + biotita (Moraes *et al.*, 2002).

As microestruturas reacionais presentes indicam que essas rochas são o resultado de trajetória *P-T* horária, onde safirina foi produzida e consumida em domínios de composição apropriada, sendo que, após o pico do metamorfismo, as rochas passaram por estágio de descompressão isothermal entre 11 e 9,5 kbar e temperaturas em excesso de 1100 °C, o qual foi seguido por estágio de resfriamento entre 1050 e 700 °C com *P* menor que 9,5 kbar. A presença de safirina + quartzo indica condições mínimas na crosta continental durante o metamorfismo de 1050 °C e 10 kbar. Entretanto é importante o cálculo acurado das condições *P-T* do pico do metamorfismo para se saber quais as condições máximas que podem ser atingidas na crosta terrestre durante a orogênese. Dois problemas básicos ocorrem no cálculo das condições do pico do metamorfismo neste tipo de granulitos: a ausência de dados termodinâmicos confiáveis para a safirina e a alta taxa de difusão entre Fe e Mg e consequente reequilíbrio das composições dos minerais durante o estágio pós-pico do metamorfismo. Assim, se faz necessária a aplicação de métodos para recuperar a composição dos minerais durante o pico do metamorfismo. O protocolo de Pattison & Bégin (1994) foi aplicado para recuperar as composições usadas no geotermobarômetro granada-ortopiroxênio. A coexistência das associações minerais com um líquido é esperada, o que cria um problema de empobrecimento de Ca na granada, afetando o cálculo de *P* e consequentemente de *T*. Usando composições minerais recalculadas para pares granada-ortopiroxênio, as condições *P-T* calculadas foram 1010-960 °C e 9,7-8,1 kbar. Em contraste, a estimativa gráfica de *T* usando isopletras de porcentagem de Al₂O₃ em ortopiroxênio calibradas experimentalmente no sistema FMAS (Aranovich & Berman, 1996; Harley & Motoiوشي, 2000) produz *T* > 1100 °C. Modelamento usando pseudosseções indica que as temperaturas do pico metamórfico devem ser da ordem de 1020 °C e 8 kbar e que a presença de fundido aprisionado nas rochas deve ter sido a fonte de H₂O para cristalização local de rara cordierita nas rochas ricas em quartzo (Baldwin *et al.*, 2005).

Uma característica comum do Complexo Anápolis-Itaçu é a presença de corpos médios de rochas máficas-ultramáficas acamadadas, descritas como intrusivas nos granulitos, também são afetadas de forma mais ou menos intensa pelo metamorfismo neoproterozóico.

Alguns dos corpos são afetados por recristalização de diversas condições, desde fácies granulito até xisto verde. Grãos de zircão de três desses corpos acamadados, Damolândia, Taquaral e Goianira-Trindade, foram datados por métodos *in-situ* (LA-MS-ICP-MS e SHRIMP) e por dissolução isotópica. Pontos concordantes são obtidos no diagrama de Concórdia, entre 670 e 590 Ma, sendo que os resultados mais antigos são interpretados como idade de intrusão, concomitante ao metamorfismo de temperatura ultra-alta, enquanto as idades mais novas são atribuídas a novo evento de cristalização de zircão durante o resfriamento (Giustina *et al.*, 2011).

Com a datação de grãos de zircão com método U-Pb e TIMS, determinação da composição de ETR em zircão e granada e determinação de temperaturas em rutilo e zircão com os métodos Zr em rutilo e Ti em zircão em amostras do Complexo Anápolis-Itauçu, incluindo amostra equivalente à ML-67. Zircão cresceu tanto nos estágios progressivo e regressivo do metamorfismo UHT, mas não durante o pico metamórfico. As idades do zircão ficam no intervalo entre 649 e 634 Ma, indicando que o metamorfismo UHT durou aproximadamente 15 Ma (Baldwin & Brown, 2008).

O objetivo do presente trabalho é investigar a distribuição das paragêneses de temperatura ultra-alta no Complexo Anápolis-Itauçu e estabelecer suas relações com os granulitos comuns.

4.3. Geologia do Complexo Anápolis-Itauçu na região entre Inhumas, Itauçu e Petrolina de Goiás

Para a investigação do Complexo Anápolis-Itauçu, foram realizados dois perfis geológicos regionais entre as cidades de Inhumas e Ouro Verde de Goiás e entre Itauçu e Petrolina de Goiás.

4.3.1. Perfil Inhumas – Ouro Verde de Goiás

No perfil feito entre as cidades de Inhumas e Ouro Verde de Goiás, com direção aproximada oeste – leste, as seguintes unidades foram identificadas: *i*) granulito bandado; *ii*) gabronorito; *iii*) granulito aluminoso, incluindo espinélio-sillimanita-granada granulito, com biotita e coríndon; *iv*) granulitos intensamente retrometamorfisados em condições da fácies xisto verde ou anfibolito.

i) Granulito bandado

A maior parte dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu pode ser englobada

nessa unidade, pois é composta de granulito bandado que varia entre termos félsicos e máficos. O bandamento é descontínuo, com bandas ou boudins de 5 cm a 1 m de espessura e continuidade lateral métrica a decamétrica (Fig. 26a). Os boudins ou lentes, em geral são de granulitos máficos ou de concentrações de granada ou piroxênio, podendo ocorrer concentrações de minerais refratários, com concentração de granada $\pm$ ortopiroxênio (Fig. 26b). O bandamento composicional é reforçado pela presença de leucossoma (Fig. 26a, b), e dado pela alternância entre as camadas de composição félsica, máfica, leitos de leucossoma e raros *boudins* de rochas ultramáficas. As bandas máficas são constituídas por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, ilmenita, zircão e apatita; embora hornblenda e, ocasionalmente, biotita ocorram como fases adicionais, mas os contatos com os piroxênios não são estáveis, pois são fases retrometamórficas, e estão dispostas nas bordas dos piroxênios, ou em seus planos de clivagem; biotita ocorre na matriz ou envolvendo grãos de hornblenda, sugerindo sua substituição; quartzo é raro, sendo apatita, ilmenita e zircão os acessórios mais comuns. A textura é grano-nematoblástica. Os grãos de clinopiroxênio e ortopiroxênio apresentam abundantes lamelas de exsolução, podendo ocorrer como porfiroblastos ou grãos equigranulares na matriz.

Fig. 26a - CAI-56 – Bandamento composicional em afloramento de granulito bandado. Notar boudins de granulito máfico e finas lentes de leucossoma. Dentro do leucossoma as partes escuras são porfiroblastos de ortopiroxênio. b) CAI-13 – Aglomerado de granada e ortopiroxênio.

Parte dos granulitos félsicos apresentam composição quartzo-feldspática de enderbítico a charno-enderbítico, diferindo dos granulitos máficos pela maior proporção modal de quartzo, adição de ortoclásio, menor quantidade, ou inexistência de clinopiroxênio e predomínio de ortopiroxênio. A textura é granoblástica orientada;

granada é rara. Leucossoma tonalítico constituído por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, ilmenita e rara biotita são observados paralelamente à foliação e ao bandamento composicional. Hornblenda e biotita ocorrem nas bordas ou na clivagem dos piroxênios. Os grãos de clino- e ortopiroxênio apresentam lamelas de exsolução. Biotita ocorre paralela à foliação ou formando simplectitos muito finos com quartzo ou feldspato, quando em contato com piroxênio ou ilmenita. O feldspato potássico presente é ortoclásio, comumente pertítico, chegando a apresentar porcentagem significativa de exsoluções. O plagioclásio é límpido, mas grãos antipertíticos ocorrem.

O leucossoma tem composição entre tonalito e granodiorito, com ou sem presença de ortopiroxênio e granada, mas as texturas ígneas são raras, sendo mais comum observar foliação protomilonítica, desenvolvida após a cristalização do líquido e com abundantes porfiroclastos de feldspatos.

ii) Gabronorito

A oeste de Damolândia, na GO-416, aflora gabronorito, de granulação média a grossa, composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, apatita e óxido. Os contatos não afloram e o caráter intrusivo é inferido, sendo que este deve fazer parte do corpo acamadado de Damolândia descrito por outros autores (Giustina *et al.*, 2011). Clinopiroxênio e ortopiroxênio apresentam lamelas de exsolução; localmente ortopiroxênio forma coronas em torno do clinopiroxênio. Hornblenda é tardia, pois ocorre nas bordas, nas clivagens e lamelas de exsolução dos piroxênios, enquanto biotita ocorre ao redor da hornblenda. Grunerita ocorre nas bordas ou clivagens do ortopiroxênio. Textura ígnea é observada na rocha, com grãos alongados de plagioclásio e piroxênio, com os piroxênios sendo as fases cumuláticas e o plagioclásio intercumulus; os grãos se apresentam distribuídos aleatoriamente, no entanto leve deformação é evidenciada pela presença de geminação em cunha no plagioclásio e *kinks* nos grãos de piroxênio. A deformação é tardia, pois embora alguma leve orientação seja impressa, não é desenvolvida foliação. Os piroxênios não estão recristalizados, sendo, apenas, substituídos pelos anfibólios, ou biotita. A observação sugere que as rochas intrudiram após o auge do metamorfismo granulítico.

iii) Granulito aluminoso

A norte e oeste de Damolândia, no Córrego Monjolo e outros córregos com

orientação paralela, aflora a associação de granulito bandado e, além das rochas já descritas, podem ser observados *boudins* de rochas ultramáficas constituídas por olivina e dois piroxênios, e vastos afloramentos de granulitos aluminosos. A maior parte dos granulitos félsicos é composta por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, granada, biotita, ilmenita ou rutilo, sendo cordierita, ortopiroxênio, sillimanita e espinélio raros. No entanto, localmente ocorrem buchos empobrecidos em quartzo e constituídos por porfiroblastos de granada de 4 a 5 cm, com abundantes inclusões de sillimanita, cordierita, rutilo e espinélio verde, os quais também substituem as bordas dos porfiroblastos de granada. Esses buchos são equivalentes composicionais ricos em ferro das paragêneses de temperatura ultra-alta ricas em magnésio descritas na região, e parecem ser resíduo de fusão intensa a temperaturas extremamente elevadas, $T > 1050^{\circ}\text{C}$ (Moraes *et al.*, 2002). A coexistência de granada e ortopiroxênio não é comum, e quando ocorrem na mesma rocha, raramente estão em contato; normalmente essas fases estão envolvidas por simplectitos de biotita com quartzo ou feldspato, sugerindo sua substituição por reação com o líquido aprisionado na rocha. Granada-biotita gnaiss é comum como intercalação em meio ao granulito félsico. A rocha constituída por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, granada, biotita, ilmenita, rutilo, apatita e zircão. Nas porções muito ricas em granada, com até 45% em proporção modal, ocorre sillimanita, cordierita e espinélio, os quais ocorrem nas bordas de porfiroblastos de granada, sendo que espinélio apresenta-se sempre como inclusões na sillimanita ou granada e nunca em contato com quartzo; o espinélio é de cor parda, entre verde e marrom, e sua composição, como será descrito a frente, é complexa, com Cr, Zn, Ni e Ti, além de Fe, Mg e Al. Leucossoma de composição granítica é comum, sempre contendo porfiroblastos de cordierita ou granada, as quais quase sempre apresentam corona de biotita.

A leste de Damolândia ocorre granulito fino composto por quartzo, plagioclásio, ortoclásio perítico, granada, sillimanita, cordierita, espinélio, rutilo, ilmenita, apatita, zircão. Espinélio ocorre como inclusões na granada e sillimanita e ainda pode apresentar corona complexa com sillimanita, seguida por granada, separando-o do quartzo, mas espinélio e quartzo ocorrem em contato na matriz. Cordierita ocorre nas bordas da granada nos contatos com sillimanita. As microestruturas reacionais sugerem que espinélio + quartzo reagiram para formar granada + cordierita + sillimanita. Ortoclásio chega próximo de mesopertita, enquanto o plagioclásio é normalmente homogêneo, apresentando exsoluções em raros grãos.

iv) Granulitos intensamente retrometamorfisados em condições da fácies xisto verde ou anfibolito

Próximo a Ouro Verde ocorre faixa de rochas intensamente recrystalizadas nas condições da fácies xisto verde e anfibolito. Dar nome para essas rochas seguindo uma nomenclatura normal para rochas metamórficas gera nomes sem muito nexo, pois a petrografia revela que são granulitos intensamente recrystalizados e retrometamorfisados e em algumas ainda existem grãos de minerais da fácies granulito em meio aos das fácies xisto verde ou anfibolito. As rochas incluem associações minerais com rutilo, cianita, granada, cloritóide, quartzo, espinélio, muscovita, plagioclásio e clorita; muscovita, sillimanita, granada, biotita, quartzo, ilmenita, ortoclásio; granada, muscovita, quartzo, ortoclásio, óxidos de Fe-Ti; anfibolito com relíquitos de diopsídio, rochas ultramáficas dominadas por antofilita e talco e rochas calciossilicáticas dominadas por silicatos.

4.3.2 Perfil Itauçu - Petrolina de Goiás

No perfil feito entre as cidades de Itauçu e Petrolina de Goiás, também com direção aproximada oeste – leste, as seguintes unidades foram identificadas: *i)* granulito migmatítico bandado; *ii)* granulito aluminoso, incluindo espinélio-sillimanita-granada granulito, com biotita e coríndon; *iii)* granulito bandado; e, *iv)* granulitos retrometamorfisados nas condições da fácies xisto verde a anfibolito.

As unidades e rochas observadas aqui são similares às descritas acima, com exceção da unidade de granulito migmatítico bandado, observada em pedreira abandonada próxima à saída norte de Itauçu e córregos próximos. O perfil pode ser descrito de maneira sucinta iniciando pelo granulito migmatítico bandado, por baixo deles ocorre espessa sucessão de granulito aluminoso, que é sucedida por granulito bandado, envolvendo bandas félsica e máfica. Em Petrolina de Goiás repetem-se as rochas das fácies xisto verde e anfibolito. Serão descritos apenas o granulito migmatítico bandado, granulito aluminoso e as rochas das fácies xisto verde e anfibolito.

i) Granulito migmatítico bandado

Ao norte de Itauçu, ocorre granulito migmatítico bandado, de bandamento irregular, com bandas variando entre 1 a 80 cm e lateralmente descontínuo. As bandas são formadas por hornblenda granulito máfico, granada gnaiss migmatítico e leucossoma, sendo o primeiro formado por plagioclásio, quartzo, ortoclásio (às vezes

microclínio), biotita, diopsídio, ortopiroxênio, hornblenda, cummingtonita, apatita, zircão, ilmenita, rutilo, epidoto e clinozoisita. A textura é granoblástica orientada a protomilonítica. Plagioclásio apresenta forte zonação óptica, indicando zonação química, além de formar grãos alongados e subdioblásticos, sugerindo origem ígnea. Plagioclásio e hornblenda podem apresentar reentrâncias irregulares ou ter ainda as bordas com carbonato, epidoto e clinozoisita, o que sugere a sua substituição por esses minerais. Localmente a rocha não apresenta feldspato potássico, com proporção de quartzo menor enquanto que hornblenda e biotita, juntas, chegam a formar mais de 50% da moda. Os piroxênios são raros, com proporção menor que 5% e com domínio de diopsídio.

O granada gnaiss migmatítico é composto por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, granada, biotita, apatita, zircão e óxidos Fe-Ti. A foliação é protomilonítica, definida por biotita tardia e porfiroclastos de feldspatos. Biotita também ocorre nas bordas e nas sombras de pressão de granada, as quais em geral são preenchidas por intercrescimentos de quartzo e feldspatos, o que sugere que a granada seja, em parte, peritética.

O leucossoma pode formar veios de 5 a 50 cm, estes apresentando contato brusco com granulito e gnaiss, mas contato difuso ocorre, com a presença de piroxênios como fase peritética. Veios graníticos tardios cortam a foliação principal, paralela ao bandamento composicional, de granulação muito grossa e com muscovita.

Falhas preenchidas por clorita, quartzo e carbonatos, de caráter extensional, são sempre comuns.

ii) Granulito aluminoso

Ocorrem extensos afloramentos de granulito aluminoso nos córregos a norte de Itauçu. A rocha é de granulação fina, textura milonítica de alta temperatura, em que quartzo em textura *flaser* e bandas ricas em ortoclásio e plagioclásio são bordejadas por lâminas submilimétricas de grãos de quartzo e feldspatos finamente recristalizados. As microestruturas coroníticas observadas e descritas acima ocorrem também nessas rochas, com a diferença de que aqui, em várias amostras quartzo e espinélio ocorrem em contato ou intercrescidos, na forma de cristais xenomórficos que lembram simplectitos grossos. Na amostra 04-06-4 ocorrem coronas mais complexas, com coríndon no centro da corona, associado a ilmenita, seguidos de sillimanita, granada e quartzo e feldspatos na matriz. Espinélio pode também ocorrer no centro dessas coronas e apresenta a mesma sucessão de minerais que o separam do quartzo. O espinélio nesse tipo de

granulito é uma solução sólida mais simples, contendo quantidades insignificantes de Cr, Zr e Ti.

4.4. Petrografia

A geologia da região foi apresentada com base em dois perfis, mas como as unidades são as mesmas, a petrografia das rochas é feita sem distinção entre eles.

4.4.1. Granulitos

Na região entre Inhumas e Petrolina de Goiás os granulitos podem ser divididos em dois tipos principais: bandado e aluminoso.

O granulito bandado apresenta bandas máficas e félsicas. O granulito máfico tem foliação marcada pela orientação de ortopiroxênio, diopsídio e plagioclásio, textura nematoblástica a grano-nematoblástica e, granulação fina a grossa (Fig. 27a). A associação mineral é composta por ortopiroxênio, diopsídio, plagioclásio (andesina), hornblenda e biotita, a qual é concentrada em leitos; os acessórios são óxidos, clorita, apatita, zircão e traços de carbonato. O ortopiroxênio forma grãos xenoblásticos a subidioblásticos, com contatos que variam de irregulares e serrilhados a retilíneos e interlobados com grãos de diopsídio, plagioclásio, hornblenda e biotita. O diopsídio por sua vez, ocorre em grãos xenoblásticos a subidioblásticos, de tamanho médio, com seus contatos irregulares a interlobados com ortopiroxênio, plagioclásio, hornblenda, biotita e opacos. A presença de lamelas de exsolução nos piroxênios é comum, mesmo em grãos equidimensionais, tipicamente metamórficos. O plagioclásio ocorre xenoblástico a subidioblástico, com as lamelas de geminação deformadas, ora dobradas ora em forma de cunhas; apresenta contato retilíneo a irregular e interlobado com orto- e clinopiroxênio e, por vezes, ocorre saussuritizado. Hornblenda ocorre nas bordas ou na clivagem dos piroxênios, é retrometamórfica, indicando que esta rocha foi metamorfizada em fácies granulito e recristalizada em fácies anfíbolito. A biotita, tal qual a hornblenda, pode ser classificada como tardia, por ter substituído o ortopiroxênio, pois está disposta nas suas bordas e clivagens. Quando ortopiroxênio está próximo a grãos de ilmenita, coroa de hornblenda envolve o mineral opaco, separando-os, sendo comum coroa externa de biotita, após a hornblenda. Ainda ocorrem carbonato e clorita cristalizados durante o retrometamorfismo, na alteração de piroxênios e plagioclásio. A

foliação da rocha é dada por grãos alongados de plagioclásio e piroxênios e é mais proeminente quando a proporção de hornblenda ou biotita é maior.

O granulito félsico é foliado, com granulação média e textura lepidogranoblástica a granoblástica orientada (Fig. 27b). A mineralogia é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, ortopiroxênio, biotita, granada, óxidos, apatita e zircão e como minerais retrometamórficos ocorrem muscovita, clorita e carbonato. O ortopiroxênio ocorre em prismas alongados ou como grãos equidimensionais. Quartzo forma grãos xenoblásticos, com extinção ondulante, textura mortar e com inclusões aciculares de rutilo. O contato do quartzo varia de irregular a interlobado com plagioclásio, feldspato potássico e biotita. O plagioclásio está presente como grãos xenoblásticos a subidioblásticos, com lamelas de geminação deformadas, dobradas ou acunhadas e pode ser antipertítico; os contatos variam de irregular e interlobado, a reto com feldspato potássico, biotita e quartzo. O ortoclásio é pertítico a mesopertítico, podendo ter suas bordas substituídas por mirmequita, quando em contato direto com plagioclásio. A biotita é placóide, com o pleocroísmo variando de incolor a marrom avermelhado muito intenso, refletindo alta concentração de TiO_2 ; os contatos são retilíneos com quartzo, feldspato potássico, e sua orientação define a foliação. Por vezes os grãos estão nas bordas do ortopiroxênio, quando suas terminações apresentam simplectitos com quartzo e feldspatos (Fig. 27c). Os minerais opacos, óxidos de Fe e Ti, ocorrem xenoblásticos e com contatos irregulares. Mica branca e carbonato são os minerais tardios de alteração retrometamórfica. A mineralogia de caráter pouco aluminoso e a homogeneidade da rocha em campo sugerem que a rocha seja ortoderivada. A granada é rara nos granulitos e quando ocorre nem sempre está próxima ou em contato com o ortopiroxênio. Em uma das amostras coletadas (CAI-43), no entanto, a rocha apresenta bandamento milimétrico (Fig. 27 d), que é dado por variações nas proporções modais dos minerais máficos, ortopiroxênio, biotita e granada e em algumas bandas granada e ortopiroxênio ocorrem próximos e em contato mutuo (Fig. 27e). Nessas bandas, embora os grãos de plagioclásio possam ser equidimensionais e formar agregados de textura granoblástica, é comum a observação de grãos formando intercrescimentos, com duas composições distintas, de relevos bem diferentes (Fig. 27f).

Fig. 27a - CAI-02 -granulito máfico composto de ortopiroxênio, plagioclásio, ilmenita e apatita. Textura granonematoblástica. b - CAI-06 - granulito félsico, com quartzo flaser, textura granoblástica e composto ainda por ortopiroxênio, ortoclásio perítico, plagioclásio, biotita e ilmenita. c - CAI-06 - biotita retrometamórfica substituiu parcialmente ortopiroxênio, e ocorre e simplectito com quartzo. d- CAI-43 - bandamento composicional milimétrico, com bandas ricas em ortopiroxênio (parte de baixo) e granada na parte superior. Na camada do contato ortopiroxênio e granada coexistem (d). e - CAI-43 - plagioclásio de duas composições intercrescidas. Todas as fotomicrografias com polarizadores paralelos, exceto f com polarizadores cruzados. Abreviações segundo Kretz (1983).

Aparte das rochas descritas por Moraes *et al.*, (2002) e Baldwin *et al.*, (2005) na região investigada ocorrem dois tipos principais de granulito aluminoso, um é migmatítico, com bandamento composicional dado por alternância de leucossoma e melanossoma (o granulito em si), e o outro é rocha fina, de textura granoblástica e *flaser* em que espinélio e quartzo coexistem.

O granulito aluminoso migmatítico (CAI-13 e 14) apresenta granulação média a grossa e, apesar de ter leucossoma, a deformação tardia apagou a maior parte das texturas ígneas e textura granoblástica orientada a protomilonítica é mais comum. A associação presente é composta por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, sillimanita, espinélio, granada e cordierita, e a predominância de minerais aluminosos sugere paraderivação. Ainda são observados biotita, minerais opacos, monazita, zircão, apatita e carbonato. Em porções intensamente retrometamorfizadas ocorrem muscovita, clorita e cloritóide.

Próximo a Damolândia, ocorre sillimanita-cordierita-granada granulito migmatítico (CAI-14), estrutura estromática com leucossoma contendo porfiroblastos de cordierita e granada. O melanossoma é formado por concentrações de cordierita e granada e em ambos minerais ocorrem inclusões de espinélio, sillimanita e biotita (Fig. 28a). O espinélio nunca ocorre em contato com quartzo e está sempre como inclusão em granada, cordierita ou sillimanita, é verde pardo (Fig. 28b) e sua composição é mais complexa do que no granulito aluminoso (ver item 4.5.3 Espinélio). A presença de rutilo na rocha é comum e chega a apresentar grãos com 1,5 mm, na matriz ou incluso em granada, junto com quartzo arredondado, sillimanita, zircão e cordierita (Fig. 28c). As texturas reacionais ficam por conta de intercrescimentos de biotita + sillimanita + feldspatos na borda da granada e da cordierita ou como segunda geração de cordierita na borda da granada (Fig. 28d).

Fig. 28 – Texturas em granulito migmatítico da amostra CAI-14. a – granada xenoblástica com inclusões de quartzo e plagioclásio arredondados, cordierita (com oxidação intempélica amarelada), biotita e sillimanita (no topo da foto). b – Outro porfiroblasto de granada com inclusões xenomórficas de quartzo, sillimanita, cordierita e rutilo. c – Matriz com cordierita (notar halos pleocróicos), sillimanita, e granada com inclusões de espinélio verde-pardo e rutilo. d – granada alongada com borda substituída por cordierita. Todas fotomicrografias tiradas com polarizadores paralelos.

Localmente, ocorrem aglomerados de porfiroblastos alongados de granada de 2 a 4 cm (CAI-13), com inúmeras inclusões de rutilo, sillimanita prismática e biotita ou quartzo arredondados (Fig. 29a), às vezes envoltos por filmes de quartzo ou feldspatos (Fig. 29b), os quais representam, respectivamente, resíduo da rocha original e filmes que mimetizam o líquido aprisionado. Na borda desses porfiroblastos a sillimanita é abundante, sempre com inclusões de espinélio e (Fig. 28c), por vezes, tem cordierita associada. Nestas rochas o leucossoma é bem desenvolvido, com textura ígnea típica (Fig. 29a), formada por grãos de plagioclásio e ortoclásio pertítico euédricos ou subédricos com quartzo intersticial. Granada pode ocorrer dentro do leucossoma e quando este está em contato com os porfiroblastos de granada, as bordas dos porfiroblastos são substituídas por aglomerados de biotita sem orientação (Fig. 29a) e, localmente, com a presença de muscovita e carbonato (Fig. 29d).

Fig. 29 a – Texturas na amostra CAI-13 de granulito migmatítico. Porfiroblastos de granada em contato com leucossoma. Notar inclusões arredondadas na granada e sua coroa de biotita, além de grãos euédricos de plagioclásio no leucossoma (que ocorrem levemente alterados marcando a sua forma). b – inclusão em granada de quartzo e mineral opaco corroídos envoltos por filme de feldspato mimetizando líquido aprisionado. c – Intercrescimento de sillimanita, espinélio e rara cordierita que substituíram borda da granada, com biotita e magnetita nas porções externas. d – Carbonato, biotita e muscovita retrometamórficos na borda da granada em contato com leucossoma. Fotomicrografias a, c e d com polarizadores paralelos e d com polarizadores cruzados e placa de gypso.

Em amostras diferentes, dos afloramentos descritos acima (CAI-13 e 14) ocorre intenso retrometamorfismo, sendo a granada e a cordierita substituídas por clorita, os feldspatos por mica branca (Fig. 30a) e ainda contendo porfiroblastos de cloritóide e muscovita como pseudomorfos de sillimanita (Fig. 30b). Raramente nessas amostras o espinélio ocorre como inclusão em granada (Fig. 30c) e, muito mais raramente, no cloritóide (Fig. 30d).

Fig. 30 Feições retrometamórficas em granulito migmatítico. a – CAI 14 – granada e biotita parcialmente substituídas por clorita e os feldspatos por muscovita. CAI-13. b – pseudomorfo de sillimanita substituído por muscovita e cloritóide. c – granada ao centro da foto com espinélio, enquanto os feldspatos foram substituídos por muscovita. d – Cristais de cloritóide retrometamórfico na matriz e em torno da granada, sendo que o grão maior no centro direito da foto contém inclusão de espinélio. Fotomicrografias com polarizadores paralelos.

Em toda a região ocorrem lentes de granada granulito fino, ora com sillimanita e espinélio, ora com ortopiroxênio. Grande concentração dessas rochas ocorre a nordeste de Itauçu (CAI-28, 40, 43, 44, 102, 103, 105, 110, 115), por vezes com camadas de granulito máfico intercaladas (CAI-43). O quartzo é o mineral que ocorre com maior proporção modal, em torno de 40 a 60%, está intensamente recristalizado, formando matriz fina, com grãos de contato serrilhados que se dispõem em leitos paralelos que definem a foliação com textura *flaser* a granoblástica (Fig. 31a). Quase todos os grãos de quartzo apresentam agulhas de rutilo, provavelmente exsoluções geradas durante o resfriamento (Fig. 31b, c), mas localmente as bordas recristalizadas de alguns grãos são desprovidas de agulhas de rutilo (Fig. 31d). Os feldspatos juntos perfazem entre 30 e 40% da rocha; o ortoclásio é pertítico a mesopertítico, sendo que as exsoluções ocorrem na forma arredondada, vermiformes e em filetes, podendo ocorrer maior concentração

das exsoluções no núcleo dos grãos do que nas bordas. O plagioclásio ou é límpido ou ocorre com raros filetes de albita (Fig. 31a, b). O quartzo também forma simplectitos ou intercrescimentos granulares com espinélio verde, rico em hercinita (Fig. 31e), e a forma de alguns desses intercrescimentos ao lado de grãos corroídos de granada pode indicar que são pseudomorfos de granada pré ou do pico metamórfico (Fig. 31g). Mais comumente, o espinélio verde está no centro de corona sucessiva de sillimanita e granada (Fig. 31a, f), com cordierita na porção externa em raros exemplos. Nas coroas, raramente o espinélio é límpido, ocorre com exsoluções de mineral opaco, magnetita na maior parte dos casos, e acompanhado de grãos de minerais opacos. Em uma única lâmina foi determinada a presença de coríndon no núcleo da corona, juntamente com óxido de Fe (Fig. 31h). A granulação dos grãos de granada varia nas seções de fina a grossa, podendo chegar a porfiroblastos de 2 a 3 cm. Por vezes a granada apresenta inclusões de quartzo amebóide, biotita, sillimanita e plagioclásio, e ainda pode ter foliação interna preservada. O plagioclásio apresenta as lamelas de geminação deformadas, ocorrendo xenoblástico a subidioblástico, com contatos retilíneos a interlobados com feldspato potássico e granada. A biotita ocorre placóide, está mantendo a granada e minerais opacos, e ainda pode ocorrer recristalizada em agregados finos. A sillimanita ocorre prismática, ou em coroas em torno do espinélio. Rutilo é raro, xenoblástico e submilimétrico. Os minerais opacos são basicamente magnetita e ilmenita que estão xenoblásticos e dispersos pela lâmina. Em uma das amostras (CAI-102), a sillimanita de algumas coroas é substituída por estaurolita (Fig. 31i).

4.4.2. Norito

A oeste de Damolândia ocorrem dois afloramentos de norito, composto de ortopiroxênio, plagioclásio, ilmeno-magnetita e menor quantidade de clinopiroxênio. A textura é cumulática, sendo as fases *cumulus* os piroxênios e os óxidos, com plagioclásio como fase *intercumulus* (Fig. 32a). Cristais bem desenvolvidos de hornblenda ocorrem como fase pós-*cumulus* reacional que substituiu o piroxênio, pois cristais euédricos são observados com inclusões xenomórficas de piroxênio (Fig. 32 b). A rocha é isotrópica, mas em um dos afloramentos ocorre orientação incipiente definida, em escala microscópica, por hornblenda, a qual está disposta nas bordas dos piroxênios e nos seus planos de clivagem (Fig. 32c). Isso pode indicar que o magma norítico deve ter se colocado concomitante ou após o auge do metamorfismo granulítico.

Fig. 31 (Página anterior) - Granada granulito aluminoso com sillimanita e espinélio. a - CAI-28 - textura granoblástica formado por feldspatos em meio a lentes de quartzo com textura *flaser* que envolvem coronas alongadas de sillimanita e granada que separam espinélio de quartzo (detalhe em f). b - CAI-40 - Matriz com textura granoblástica de grãos de quartzo, ricos em agulhas de rutilo ficando com aspecto sujo, e por feldspatos, ortoclásio pertítico e plagioclásio. c - Detalhe de grão de quartzo com inúmeras agulhas de rutilo. d - Quartzo rutilado com bordas recrystalizadas que não contém rutilo. e - CAI-105 - Quartzo e espinélio intercrescidos de forma granular.

f - CAI-28 - Detalhe de corona da fotomicrografia a, em que espinélio com exsoluções de magnetita e em contato com magnetita é separado de quartzo por coroas sucessivas de sillimanita e granada. g - CAI-105 - Quartzo e espinélio intercrescido formando possível pseudomorfo de granada pré ou do pico metamórfico, agora representada com pedaço de grãos corroído na base da foto, acima se vê porfiroblasto de sillimanita. h - CAI-102 - Coríndon e magnetita intercrescidos e separados de quartzo por sillimanita e espinélio. i - Corona de estauroлита em torno de espinélio. A estauroлита é pseudomorfo de sillimanita. Todas as fotomicrografias tiradas com polarizadores paralelos, com exceção de b, tirada com polarizadores cruzados.

Fig. 32. Texturas do norito de Damolândia. CAI-04. a - Textura cumulática com ortopiroxênio como fase *cumulus* e plagioclásio como fase *intercumulus*. b - Cristais euédricos de hornblenda com inclusão de ortopiroxênio que podem indicar origem ígnea reacional. c - Hornblenda formada na borda e nos planos de clivagem do ortopiroxênio, sendo difícil de se determinar a origem, ígnea tardia ou metamórfica. Fotomicrografias com polarizadores paralelos.

4.4.3. Rochas intensamente retrometamorfizadas

Como foi descrito nos granulitos aluminosos, retrometamorfismo intenso, em condições das fácies anfibolito e xisto verde, afetou as rochas do Complexo Anápolis-Itauçu e em alguns afloramentos a recristalização nessas condições praticamente apagou as evidências das paragêneses da fácies granulito. Apesar das rochas ultramáficas e calciossilicáticas serem boas indicadoras de que fluido rico em H₂O circulou abundantemente após o pico metamórfico, já que são compostas por, respectivamente, talco clorita e antofilita, ou tremolita e quartzo, calcita e epidoto, as mais interessantes são as rochas pelíticas nas imediações de Petrolina de Goiás, em que dois afloramentos se destacam, pois o granulito aluminoso é tão intensamente afetado que sua paragênese é praticamente toda substituída. Um deles ocorre em córrego na entrada sul da cidade (CAI-56), e a rocha é composta por estaurolita, cianita, granada, e quartzo, com intercrescimentos de cristais aleatórios de muscovita e clorita (3%) que se desenvolveram sobre esses minerais. A soma da proporção modal dos silicatos aluminosos chega a 80%, com o resto da rocha composto basicamente por quartzo e rutilo, o qual chega a 5% em volume. A composição da rocha é bastante aluminosa, portanto muito refratária, o que é incomum mesmo para pelitos verdadeiros. Dois tipos de granada se destacam, o primeiro é constituído por porfiroblastos ricos em inclusões arredondadas e ameboides de quartzo e rutilo, parcialmente substituído por cianita e estaurolita (Fig. 33a), enquanto o outro tipo é formado por fina corona envolvendo a cianita e estaurolita que substituíram a granada mais antiga (Fig. 33b). A norte de Petrolina de Goiás ocorre rocha ainda mais interessante (CAI-62), composta de cloritóide, cianita, granada, plagioclásio, quartzo, rutilo e aglomerados de muscovita + clorita em que os cristais apresentam disposição aleatória e juntos não ultrapassam 10% do volume da rocha. Em uma única lâmina da rocha alguns grãos de espinélio verde ocorrem como inclusões no cloritóide. A granada foi parcialmente substituída por clorita (Fig. 33c) e cristais de cianita e cloritóide apresentam-se dispersos aleatoriamente na matriz (Fig. 33c). Porfiroblastos de granada são muito ricos em magnésio (ver 4.5.2. Granada) e apresentam inclusões de mais de 1 mm de rutilo (Fig. 33 d, e) que também ocorre na matriz ou como inclusões na granada, cloritóide e cianita. Algumas das inclusões de rutilo quebram em baixas temperaturas, abaixo do campo de estabilidade do zircão e mesmo sendo parcialmente substituídos por clorita, junto com a granada, guardam a composição de alta temperatura (ver 4.5.4. Rutilo e 4.6. Metamorfismo do

Complexo Anápolis-Itauçu na região entre Inhumas e Itauçu).

Fig. 33. Texturas em rochas intensamente retrometamorfizadas na região de Petrolina de Goiás. CAI-56. a - Granada de fácies granulito parcialmente substituída por estaurolita e cianita. b - Nova geração de granada formando corona em torno de estaurolita e cianita. CAI-62. c - Granada de fácies granulito parcialmente substituída por clorita, cianita e estaurolita. Na matriz ainda são vistos cloritóide e cianita. d - Parte de porfiroblasto de granada, parcialmente substituído por clorita com inclusão de rutilo. Na matriz cloritóide e cianita. e - Detalhe da fotomicrografia anterior, em que rutilo ocorre parcialmente substituído por clorita. Todas as fotomicrografias tiradas com polarizadores paralelos.

4.5. Química Mineral

A composição química de ortopiroxênio, espinélio, granada, plagioclásio e rutilo foi determinada em algumas lâminas. O intuito é de investigar a relação da variação química de alguns minerais em função da composição da rocha e, quando possível, usar

os dados para cálculos termobarométricos. As análises estão no anexo 2. Foram investigadas as seguintes rochas:

- granulito bandado (CAI-43);
- granulito aluminoso com espinélio (CAI-40, CAI-44 e 105);
- granulito migmatítico aluminoso com cordierita abundante (CAI-33);
- resíduo de fusão rico em granada, sillimanita, espinélio e cordierita (CAI-14A1);
- rochas retrometamorfizadas (CAI-56 e CAI-62).

4.5.1. Ortopiroxênio, plagioclásio e granada em granulito bandado (CAI-43)

Embora grande diversidade de granulitos seja observada no Complexo Anápolis-Itauçu, não são comuns aqueles em que granada e ortopiroxênio coexistam. Nas amostras com paragêneses de temperatura ultra-alta de Goiânia e Damolândia isso é comum (Moraes *et al.*, 2002), mas não nos granulitos “comuns” que perfazem a maior parte do complexo. A presença de granada e ortopiroxênio está relacionada à composição da rocha e a maioria dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu não apresenta composição adequada para a formação do par, o que dificulta as determinações termobarométricas, que via de regra, em condições da fácies granulito, são baseadas nas composições desses minerais em adição à do plagioclásio.

A amostra CAI-43, coletada próxima à Itauçu, junto a granulitos em que espinélio e quartzo coexistem. A rocha é granulito bandado, em que banda máfica composta de dois piroxênios, plagioclásio e biotita, e banda félsica, composta de quartzo, granada, ortopiroxênio, plagioclásio, biotita e ilmenita, se intercalam, mas em apenas uma banda félsica de 5 mm de espessura é que se observa a coexistência de granada e ortopiroxênio, na qual foram analisados ortopiroxênio, granada e plagioclásio.

O ortopiroxênio apresenta composição praticamente constante entre os grãos e com pouca variação interna, com X_{Mg} entre 0,56 e 0,60 e Al entre 0,3 e 0,23 a.p.f.u. com X_{Mg} com leve aumento em direção às bordas e diminuição de Al (Fig. 34a, b). Apesar da banda em questão não apresentar paragênese característica de temperatura ultra-alta, os grãos de ortopiroxênio são ricos em Al_2O_3 , chegando a valores entre 6,8 e 7,0 % Al_2O_3 em alguns núcleos.

Fig. 34 – Perfil nos grãos de ortopiroxênio dos campos 1 (a) e 2 (b) da lâmina CAI-43. Perfil plano de X_{Mg} e com variações entre núcleo e borda na concentração de Al (a.p.f.u.). Enquanto X_{Mg} apresenta leve enriquecimento em direções às bordas, ocorre diminuição de Al, no grão 1, e comportamento errático, mas quase plano no grão 2.

O plagioclásio na amostra CAI-43 ocorre na forma de grãos com forte zonação óptica, ou como grãos formados por intercrescimentos de filetes de duas composições distintas. Todos os grãos apresentam composições ricas em CaO, entre An_{58} e An_{80} . No entanto, nenhum padrão composicional nos grãos de plagioclásio foi definido entre núcleo e borda. Ou ocorrem grãos em que a composição é praticamente constante e podem ser qualquer coisa entre An_{58} e An_{80} ou ocorrem intercrescimentos de duas composições distintas, no mesmo intervalo indicado, os quais podem constituir intercrescimentos gerados pelo hiato de miscibilidade de Huttenlocher.

Foram analisados dois cristais de granada, os quais apresentam perfis diferentes, mas de composições semelhantes. A composição é dominada por almandina, seguida por piropo e quantidades muito baixas de grossulária e espessartita, com composição do núcleo em torno de $alm_{57}prp_{36}grs_{5}sps_2$ e borda $alm_{66}prp_{25}grs_6sps_2$. Em um dos grãos há aumento de Fe do núcleo para as bordas com diminuição de Mg, mas com Ca e Mn constantes (Fig. 35a). No outro grão, a composição é semelhante ao núcleo do primeiro, mas sem zonação química entre núcleo e bordas (Fig. 35b). Em média o X_{Mg} do grão é 0,38.

Fig. 35 – Perfis composicionais ao longo de dois grãos de granada da amostra CAI-43, sendo que um dos grãos apresenta zonação composicional (a – campo 1) e o outro não (b – campo 2).

4.5.2. Granada

Para análise comparativa, grãos de granada de várias rochas foram analisados, incluindo: granulito aluminoso com espinélio (CAI-40, CAI-44 e 105), granulito migmatítico aluminoso com cordierita abundante (CAI-33), resíduo de fusão rico em granada, sillimanita, espinélio e cordierita (CAI-13-A1), e em rocha retrometamorfizada (CAI-62). Como característica geral, todos os grãos analisados apresentam composição dominada pelo par almandina-piropo, com predomínio do primeiro membro final sobre o segundo, e quantidades baixas de grossulária e espessartita. Em todos os grãos as concentrações de piropo estão entre 25 a 43%, com perfis planos ou com diminuição de MgO em direção às bordas.

A granada na amostra CAI-13-A1, granulito aluminoso migmatítico, apresenta grande número de inclusões de sillimanita, espinélio e cordierita, os quais formam domínios de 5 a 8 cm ricos em porfiroblastos de granada que chegam a 3 cm, em matriz granulítica composta de granada, sillimanita, feldspato potássico e biotita. A composição dos dois grãos analisados é a mesma, formando perfil composicional plano (Fig. 36a) ou com discreto aumento de almandina e decréscimo de piropo em direção às bordas (Fig. 36b). A composição aproximada do núcleo é $\text{alm}_{56}\text{prp}_{40}\text{sps}_1\text{grs}_3$ e borda

alm₅₈prp₃₈sps₁grs₃. A razão X_{Mg} varia entre 0,43 e 0,39, com os maiores valores no núcleo dos grãos.

Fig. 36 – Perfis composicionais de dois porfiroblastos da amostra CAI-13A1, resíduo de fusão rico em granada, sillimanita, cordierita, rutilo e espinélio. Perfil composicional plano (a) ou com aumento de Fe e diminuição de Mg em direção às bordas (b).

A amostra CAI-33 é granulito aluminoso e migmatítico com granada no leucossoma e granulito, sem diferença composicional, sendo ambas interpretadas como produto peritético de fusão. Os grãos analisados apresentam composição alm₅₆prp₃₀sps₁grs₃, sem zonação (Fig. 37a, b), e razão X_{Mg} entre 0,41 e 0,43.

Fig. 37 – Perfis composicionais de dois porfiroblastos da amostra CAI-33. Perfis composicionais planos.

A amostra CAI-105 representa granulito aluminoso fino, mas com porfiroblastos de granada de até 2 cm e na qual quartzo e espinélio são observados em contato mútuo e intercrescidos na forma de simplectitos granulares ou como grãos xenoblásticos. Três porfiroblastos foram analisados e apresentam composição do núcleo muito semelhante. Em um dos grãos, o perfil composicional apresenta núcleo rico em Mg e pobre em Fe, em relação às bordas, nas quais Mg decresce e Fe sofre incremento, com a composição variando de $\text{alm}_{51}\text{prp}_{44}\text{sps}_1\text{grs}_4$ para $\text{alm}_{56}\text{prp}_{39}\text{sps}_1\text{grs}_4$, sem modificação nas concentrações de Mn e Ca (Fig. 38a). O outro porfiroblasto apresenta composição constante, de borda a borda, e semelhante ao núcleo dos outros porfiroblastos analisados, $\text{alm}_{56}\text{prp}_{39}\text{sps}_2\text{grs}_3$ (Fig. 38b). A razão X_{Mg} dos grãos varia entre 0,46 e 0,40. A composição da granada nas coronas reacionais entre espinélio e quartzo é a mesma que a dos porfiroblastos.

Fig. 38. Perfis composicionais de dois porfiroblastos de granada da amostra CAI-105, (a) com e (b) sem zonação química entre núcleo e borda.

Uma das rochas mais interessantes investigadas é a da amostra CAI-62, que é rica em cloritóide e cianita e porfiroblastos de granada, que estão em matriz de quartzo e aglomerados de grãos desorientados de muscovita + clorita, além de proporção significativa de rutilo (entre 1 e 5%). Inclusões de grãos de rutilo de 2 mm em granada, cloritóide e cianita são comuns. Raríssimas inclusões de espinélio ocorrem em cloritóide.

Um perfil cruzando porfiroblasto de granada de 1 cm, com inclusão de rutilo de 2 mm, foi feito. Não é observada variação composicional significativa entre núcleo e borda, com composição dominada por $\text{alm}_{53}\text{prp}_{43}\text{sps}_{1}\text{grs}_3$ e X_{Mg} de 0,45 (Fig. 39), muito semelhante à composição da granada no granulito aluminoso da amostra CAI-105. Apesar da matriz da rocha ser formada por cloritóide e cianita, paragênese típica da fácies xisto verde ($T < 500\text{ }^{\circ}\text{C}$), composição de granada tão rica em MgO é incomum em rochas da fácies xisto verde.

Fig. 39 – Perfil em porfiroblasto de granada da amostra CAI-62, coletada a norte de Petrolina de Goiás. A composição é muito magnesiânica para ser compatível com a mineralogia da rocha dominada por cloritóide e cianita.

4.5.3 Espinélio

Indicador controverso de condições de metamorfismo de temperaturas ultra-altas é o par espinélio + quartzo. Os experimentos elaborados por Bas Hensen na década de 1970 (Hensen, 1971; Hensen & Green, 1971, 1972, 1973) foram feitos para sistema químico simples, FMAS, o que define campo de estabilidade para o par espinélio hercínítico + quartzo com temperaturas em excesso de $980\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 6 kbar (Fig. 13). No entanto a presença de componentes adicionais ao sistema, notadamente Fe^{3+} , Zn e Cr, são responsáveis pela expansão do campo de estabilidade de espinélio + quartzo para temperaturas da ordem de $750 - 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (White *et al.*, 2007).

O espinélio foi analisado em quatro amostras, CAI-13, CAI-33, CAI-44 e CAI-105. CAI-13 é granulito aluminoso migmatítico, com buchos refratários compostos por porfiroblastos de granada com bordas repletas de inclusões ou substituídas por

sillimanita + espinélio + cordierita $\pm$ biotita. CAI-33 é granulito migmatítico, com leucossoma bem desenvolvido e o granulito aluminoso contém abundante quantidade de granada e cordierita (30-40%), minerais que contém inclusões de sillimanita e espinélio verde-pardo. CAI-44 e CAI-105 são amostras de granulito fino, mas com porfiroblastos de granada, em que quartzo e espinélio ocorrem em contato, por vezes formando simplectitos granulares, com grãos xenoblásticos, sugerindo ser produto de quebra de outro mineral. Mais comumente ocorrem separados por corona sucessiva de sillimanita, contra o espinélio, e granada, contra o quartzo. Em uma das lâminas da região, foi observada a associação de coríndon + magnetita no centro das coroas, como produto de quebra do espinélio.

Nas quatro amostras analisadas o espinélio é solução sólida entre Fe e Mg, com predomínio da molécula de hercinita sobre a do espinélio (Fig. 40a), embora existam dois grupos separados de composições nas amostras CAI-33 e CAI-13, as quais se separam da tendência geral, indicando que outras substituições são importantes em sua variação química (Fig. 40a). Nas amostras CAI-44 e CAI-105 a composição é dominada pela hercinita. Os menores valores calculados de Fe^{3+} estão nos grãos da amostra CAI-105, na qual quartzo e espinélio coexistem (Fig. 40b). Nos grãos da amostra CAI-13, as maiores concentrações de Cr e Zn são observadas (Fig. 40c). Na amostra CAI-33, o espinélio é o mais rico em Mg, de todas as amostras analisadas, e é a única em que o mineral ocorre como inclusões na cordierita. Nas amostras CAI-44 e CAI-105, quando de sua quebra, não há MgO suficiente para a formação de cordierita, como será discutido adiante no metamorfismo, e por isso as coroas que separam espinélio de quartzo são somente formadas por sillimanita e granada.

Do ponto de vista petrológico, as concentrações de Zn, Cr e Fe^{3+} da amostra CAI-105 são bem baixas, no entanto alguns grãos apresentam exsoluções de óxidos.

4.5.4. Rutilo

Rutilo foi analisado em várias amostras de granulito aluminoso e nas rochas retrometamorfizadas. A quantidade de Zr e Nb são as que apresentam as maiores variações, mas mesmo assim as concentrações de Nb são baixas. É interessante notar que nas amostras de granulito aluminoso, CAI-13 e CAI-40, ocorrem concentrações altas e baixas de Zr, nos granulitos aluminosos migmatíticos ocorrem concentrações de Zr predominantemente baixas (Fig. 41). Nas duas amostras intensamente

retrometamorfizadas, CAI-56 e CAI-62, o comportamento do rutilo difere, enquanto que na CAI-56 os valores de Zr são moderados a baixos, em CAI-62, toda uma gama de valores de Zr são observados, inclusive concentrações compatíveis com as dos grãos típicos dos granulitos (Fig. 41).

Fig. 40 – Variação química entre Fe vs. Mg nos grãos de espinélio analisados nas amostras do Complexo Anápolis-Itaçu, com domínio da composição entre hercinita e espinélio. b – Variação de Fe³⁺ calculado para as amostras de espinélio, sendo que nos grãos da amostra CAI-105, estão os menores valores calculados. c – Cr vs. Zn, em que os grãos da amostra CAI-14 apresentam as maiores concentrações de ambos os elementos.

Fig. 41 – Zr vs. Nb em grãos de rutilo em rochas do Complexo Anápolis-Itaçu.

4.6. Metamorfismo do Complexo Anápolis-Itaçu na região entre Inhumas e Itaçu

As paragêneses presentes nos granulitos máficos e félsicos atestam que o metamorfismo na região alcançou a fácies granulito, ou seja, condições mínimas de 800 °C. Das amostras estudadas, nenhuma apresenta paragêneses que atestam condições inequívocas de temperatura ultra-alta como as descritas por Moraes *et al.* (2002). Ainda, a maior parte dos granulitos investigados não contém informação termobarométrica, ou seja, paragêneses suscetíveis a cálculos termobarométricos e que forneçam resultados com boa precisão. Algumas amostras apresentam paragêneses e características texturais interessantes e que serão usadas na tentativa de se inferir condições e, quando possível, a trajetória *P-T*.

Os granulitos aluminosos, migmatítico e fino, apresentam características interessantes para inferência das condições e trajetória *P-T*, mas não são úteis para cálculos termobarométricos. As seguintes características texturais são de relevância para o entendimento do metamorfismo:

- simplectito granular de espinélio (hercinita) + quartzo, formando possível pseudomorfo de granada;
- os grãos de espinélio, na maior parte das lâminas, separados do quartzo por coronas consecutivas de sillimanita e granada;
- cordierita é praticamente inexistente nessas coronas;

- em uma única lâmina foi observada cordierita + sillimanita + granada como produto de quebra do espinélio.

- espinélio sempre tem exsoluções de magnetita;

- em raras lâminas ocorrem intercrescimentos de coríndon + magnetita como produto de quebra do espinélio;

- corona de estauroлита em torno do espinélio substituiu granada + sillimanita prévias;

- nas amostras mais retrometamorfizadas, granada é substituída por clorita e sillimanita e espinélio são substituídos por muscovita, cloritóide e cianita;

- corona de granada envolve estauroлита e cianita nessas rochas.

A coexistência de espinélio + quartzo como diagnóstica de metamorfismo de temperatura ultra-alta é problemática, pois o espinélio pode incorporar uma série de elementos químicos em sua composição que podem aumentar em muito seu campo de estabilidade, para temperaturas mais baixas e pressões mais elevadas, notadamente Fe^{3+} e Zn. Na amostra CAI-13 o espinélio é o pobre em Mg e Fe^{3+} , mas é mais rico em Zn e Cr. Na amostra CAI-33, o espinélio é o mais rico em MgO, conseqüentemente, é a única amostra em que ocorre cordierita como seu produto de quebra. Nas amostras em que espinélio ocorre em contato com o quartzo, CAI40 e CAI-105, o espinélio praticamente não tem Zn e Cr e em CAI-105, a quantidade de Fe^{3+} é desprezível nas análises, mesmo assim a sua coexistência com quartzo não pode ser usada como indicativa de metamorfismo de temperatura ultra-alta, pois nas duas amostras o espinélio contém abundantes exsoluções de magnetita. Deste modo, em nenhuma amostra a composição do espinélio pode ser determinada com a precisão necessária, por causa das exsoluções, e conseqüentemente nenhuma atesta condições de temperatura ultra-alta, apenas pela paragénese.

No entanto alguns aspectos interessantes devem ser destacados. A adição de Zn, Cr e pouca quantidade de Fe^{3+} pode alterar o tamanho do campo de estabilidade da associação quartzo + espinélio, mas não altera a topologia determinada por Hensen & Green (1972), como discutido por Hensen (1986). A quantidade de H_2O no sistema também é importante para o tamanho dos campos de estabilidade, em sistema FMASH ou KFMASH, das associações que envolvem cordierita, que quando acondiciona H_2O e CO_2 em seus canais, tem seu campo de estabilidade aumentado para altas pressões (Kelsey *et al.*, 2004) e ainda inibe a produção de fusão já que compete com o fundido

pela H₂O (Harley, 1994; Harley & Carrington, 2001; Harley & Thompson, 2004; Harley *et al.*, 2002). Assim sendo, podem-se fazer algumas deduções. Quando espinélio e quartzo ocorrem em contato mútuo nos simplectitos granulares (lâminas CAI-28B, CAI-28C, CAI-33, CAI-39, CAI-40, CAI-42, CAI-43A, CAI-44, CAI-51, CAI-101, CAI-102, CAI-104, CAI-105, CAI-110 e CAI-115) isso indica o equilíbrio da associação. Caso o sistema FMAS puro dos experimentos de Hensen & Green (1971, 1972, 1973) pudessem ser aplicados aos granulitos aluminosos, condições mínimas para o metamorfismo de 6 kbar e temperaturas maiores que 1000 °C ou pressões máximas de 9 kbar e temperaturas aproximadas de 1150 °C. Se pressão entre 9 e 10 kbar for adotada, como determinado por Moraes *et al.* (2002) para as rochas do Complexo Anápolis-Itaçu nas regiões de Goiânia e Damolândia, a coexistência de espinélio e quartzo implicaria em temperaturas maiores que 1000 °C, compatível com o que foi calculado com rochas dessas regiões.

A quebra da paragênese espinélio + quartzo deve produzir como produto granada + sillimanita + cordierita (Fig. 13 e 14a). Entretanto, como visto nas descrições, em pouquíssimas amostras a cordierita ocorre como produto de quebra, sendo que as coronas são formadas por camada de sillimanita contra o espinélio e outra de granada contra o quartzo. Isso indica que a reação:

foi cruzada do lado de alta para baixa temperatura. A sillimanita cresceu preferencialmente contra o espinélio, pois é mais rica em Al₂O₃ do que a granada, o que ocorre por causa da difusão do alumínio que é mais difícil do que de ferro e magnésio. O espinélio comumente apresenta razão X_{Mg} muito próxima da granada com que coexiste, como determinado experimentalmente (Hensen & Green, 1971, 1972, 1973; Hensen, 1986), e observado em granulitos de vários locais do mundo, como por exemplo no Complexo Barro Alto (Moraes & Fuck, 2000). Nas amostras com espinélio e quartzo, a granada analisada é sempre mais magnesiana que o espinélio, o que não é de se estranhar, pois é produto de sua quebra e não está em equilíbrio com o mesmo. Somente na amostra CAI-33, em que ainda ocorrem grãos de espinélio mais ricos em Mg do que a granada, é que ocorre cordierita. Isso é facilmente demonstrado em diagrama AFM modificado, em que os vértices do tetraedro contém SiO₂, Al₂O₃, FeO e MgO e com projeção feita a partir do vértice da sílica na face AFM (Hensen, 1971). Na figura 42a está representado espinélio muito rico em Fe, quando reação descrita acima é cruzada, o espinélio fica a esquerda da linha de conexão granada + sillimanita e isso impede a

cristalização de cordierita na rocha. O diagrama representa o que é observado na maior parte das amostras do Complexo Anápolis-Itauçu, pois só quando o espinélio é bem mais rico em magnésio do que a granada, que ao cruzar a reação acima a cordierita é formada além de sillimanita e granada. Neste caso, a composição espinélio fica disposta dentro do triângulo que representa a paragênese cordierita + granada + sillimanita (Fig. 42b).

As texturas dos granulitos aluminosos com hercinita + quartzo registram informações importantes da trajetória *P-T*. Os intercrescimentos de espinélio e quartzo indicam que o par esteve estável em algum momento. A composição rica em FeO do espinélio impede que esses intercrescimentos granulares sejam produtos de quebra de safirina, mineral muito magnesiano, mas podem ser produto de quebra de granada pré- ou do pico metamórfico, como sugere a textura observada (Fig. 31g). Essa sequência de texturas permite sair do campo em que granada + quartzo ou espinélio são estáveis, passando para o campo em que quartzo e espinélio são estáveis e voltando para campo de baixa temperatura, em que granada + sillimanita ± cordierita são estáveis. O gancho na trajetória *P-T* é similar ao proposto e inferido por Moraes *et al.*, (2002) e depois por Baldwin *et al.* (2005).

Fig. 42. Diagramas AFM modificado. Projeção a partir do vértice da sílica direto no plano AFM. a. Representa a reação $\text{Spl} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Grt}$. b. Representa a reação $\text{Spl} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Crd}$.

Quando a informação textural de alta temperatura é combinada com as texturas retrometamórficas, ainda mais se pode ser inferido sobre a trajetória *P-T*. Nos granulitos ocorre tanto a substituição da sillimanita, nas coronas em torno do espinélio, por estauroлита (Fig. 31i), como a substituição parcial da granada por clorita e da sillimanita

e espinélio por muscovita + cianita + cloritóide (Fig. 30), sendo que em alguns casos a rocha é quase que praticamente toda retrometamorfizada, tais como as amostras: CAI-56 e CAI 62 (Fig. 33). Essas transformações fazem com que a trajetória P - T tenha atravessado o campo da estauroлита e chegado ao campo de cloritóide + cianita, na fácies xisto verde em condições de temperaturas menores que 500 °C e pressões maiores que 4 kbar, acima do ponto tríplice dos aluminossilicatos. Nas amostras investigadas dois momentos são bem gravados, a transição de condições de temperatura ultra-alta para o começo da fácies granulito e depois paragêneses da fácies anfibolito e, principalmente, da fácies xisto verde, implicando em certa “calmaria” retrometamórfica entre 850 e 500 °C. Não se conhece a idade desse “retrometamorfismo”, mas não se pode descartar a hipótese de que possa ser novo evento metamórfico mais jovem associado à influxo de água em condições P - T bem mais brandas.

Cálculos termobarométricos das condições do metamorfismo das rochas do Complexo Anápolis-Itaçu ainda são escassos, se destacando os trabalhos de Moraes *et al.* (2002) e de Baldwin *et al.* (2005), como discutido previamente.

Nas mesmas amostras de granulitos aluminosos aqui estudadas, foi feita tentativa de se reintegrar a composição dos feldspatos para se calcular as condições do pico metamórfico com eles. Imagens de elétrons retroespalhados foram feitas, associadas com uma série de análises de grãos e suas exsoluções. As imagens foram tratadas para avaliação da porcentagem de exsolução nos grãos, de onde composições reintegradas dos grãos foram obtidas para que os cálculos fossem feitos. Apenas uma série de valores erráticos foi obtida, o que foi atribuído à formação de mirmequita durante o resfriamento fazendo com que os grãos tenham se comportado como sistemas abertos, perdendo parte de seus componentes durante o resfriamento (Trindade, 2010).

A amostra CAI-43 de granulito bandado apresenta banda de 5 mm em que granada rica em piropo (36 %) coexiste com ortopiroxênio rico em Al_2O_3 , entre 6,8 e 7,0 %, mas não apresenta qualquer sinal de paragênese diagnóstica de condições de temperatura ultra-alta. No entanto, a composição dos minerais indica que altas temperaturas foram envolvidas no metamorfismo da rocha, a qual é bastante importante por ser possível calcular as condições P - T com seus minerais e verificar se condições de temperatura ultra-alta podem ser recuperadas de rochas sem qualquer mineral indicativo dessas condições. Dois campos foram selecionados e granada, ortopiroxênio e plagioclásio foram analisados. O seguinte método de ação era

pretendido: cálculo de pressão usando granada-ortopiroxênio, calibração de Harley & Green (1982) e Harley (1984b) e as calibrações de granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo para servir como cálculo independente para checar a pressão. Entretanto, o último barômetro não pode ser aplicado, pois os grãos de plagioclásio neste leito estão intensamente desmisturados (Fig. 27f), não sendo possível saber qual a composição do mineral no pico metamórfico. A metodologia proposta por Pattison & Begin (1994) foi aplicada para recuperação das condições do pico metamórfico da rocha, no que consiste em usar a calibração de granada-ortopiroxênio feita por Harley & Green (1982), que não depende da razão Fe/Mg do ortopiroxênio, para cálculo de pressão. Depois se calcula a pressão com a calibração de granada-ortopiroxênio de Harley (1984b), dependente da razão Fe/Mg do ortopiroxênio. A partir daí, a razão Fe/Mg do ortopiroxênio é mudada até que a pressão nos dois barômetros seja a mesma. Com a nova composição do ortopiroxênio, calcula-se a temperatura do pico metamórfico com o mesmo par mineral e com uso da calibração de Harley (1984a).

Dos dois campos selecionados, foram obtidos resultados de temperatura semelhantes, mas com pressões diferentes. No campo 1, após grandes reajustes composicionais, condições de 8,5 kbar e 940 °C são obtidas, enquanto no campo 2, com pequenos ajustes composicionais, são determinadas as condições de 9,5 kbar e 920 °C para o pico metamórfico. Esses valores são preferidos já que foram necessários menores reajustes e porque as condições são mais próximas das calculadas por Moraes *et al.* (2002). No campo 1, nenhuma combinação de composições entre granada e ortopiroxênio produz bons cálculos com pequenos reajustes, o que indica que maiores mudanças ocorreram nesse domínio durante o resfriamento.

Outro método termobarométrico aplicado às amostras foi o geotermômetro Zr em rutilo, com a calibração de Tomkins *et al.* (2007), para seis amostras (Fig. 43). Os resultados de temperatura calculada são diversos e interessantes, pelo significado que cada conjunto guarda. Para a amostra CAI-13, temperaturas entre 700 e 965 °C foram obtidas, sendo as mais elevadas de grãos inclusos em granada e devem gravar as temperaturas ultra-altas do pico metamórfico. Os valores mais baixos estão associados a grãos da matriz ou envolvidos em simplectitos tardios, com biotita, mas mesmo assim, as temperaturas estão entre 700 e mais de 850 °C (Fig. 43). Nas amostras de granulito aluminoso com espinélio e quartzo, os grãos de rutilo são raros e em apenas uma amostra foi possível detectar grãos passíveis de serem analisados (CAI-40), todos muito

pequenos e localizados na matriz, o que provavelmente gerou condições para recristalização tardia e perda de Zr, gerando temperaturas muito baixas, em torno de 600 °C (Fig. 43). Outras duas amostras de granulito aluminoso migmatítico, contendo muita cordierita (CAI-67 e CAI-69), apresentam grandes grãos de rutilo, mas quase todos na matriz, já com algum intercrescimento com ilmenita e, às vezes, com grãos de zircão associados. As temperaturas calculadas são baixas, entre 600 e 770 °C, mas com um grão produzindo resultados de 830 °C (Fig. 43).

Fig. 43 – Valores de temperatura do termômetro Zr em rutilo calculados com a calibração de Tomkins *et al.* (2007). Os cálculos foram feitos com pressão de referência de 10 kbar e a calibração feita para quartzo β .

Os resultados mais interessantes são das duas amostras intensamente retrometamorfizadas, CAI-56 e CAI-62. A primeira é constituída por grande quantidade de granada, rutilo, cianita e estauroлита (Fig. 33a, b, c), sendo que o rutilo ocorre preferencialmente na matriz. Dos grãos analisados, somente temperaturas da fácies anfibolito foram obtidas, entre 620 e 680 °C (Fig. 43), com cálculos feitos para 10 kbar e entre 580 e 620 °C, se a temperatura for calculada para 5 kbar (dados não apresentados no gráfico da Fig. 43). Para a amostra CAI-62, os cálculos produzem temperaturas entre

430 e 870 °C (Fig. 43), o que comprova que mesmo intensamente retrometamorfizada, a rocha foi submetida a temperaturas da fácies granulito.

As seguintes considerações devem ser feitas a respeito dos cálculos de temperatura com o termômetro Zr em rutilo. As temperaturas elevadas calculadas para a amostra CAI-13 estão relacionadas primeiro à temperatura ultra-alta do metamorfismo da região, no entanto alguns dos grãos analisados estão em domínio composicional que pode ser insaturado em sílica, inclusão em granada e intercrescimentos de sillimanita e espinélio (Fig. 29c). Em ambientes insaturados em sílica o rutilo tende a sequestrar mais Zr do que em ambientes saturados em sílica, resultando em temperaturas mais elevadas do que a do pico metamórfico, se calibração que requer saturação de sílica, ou com quartzo em excesso na rocha, for usada (Ferry & Watson, 2007), como são as calibrações de Zack *et al.* (2004), ou a de Tomkins *et al.* (2007). Algo que não se discute nos artigos que tratam das calibrações desse método, é o que acontece durante o resfriamento com grãos de rutilo que cresceram em presença de quartzo, mas que são englobados por granada ou piroxênio e passam a fazer parte de volume composicional insaturado em sílica, e que durante o resfriamento, podem ter preferência pelo Zr, capturando-o do seu hospedeiro, por difusão, e produzir temperaturas acima do pico metamórfico, possibilidade que não pode ser descartada para os resultados de temperatura calculada para amostra CAI-13.

Para a maior parte das amostras, os grãos de rutilo da matriz apresentaram resultados dos mais diversos, de temperaturas da fácies granulito até temperaturas da fácies anfibolito superior. Na amostra CAI-56, intensamente retrometamorfizada nas condições da fácies anfibolito, os resultados de temperatura são condizentes com essa recristalização. A amostra CAI-62 é a mais retrometamorfizada de todas, sendo que quase toda a mineralogia da fácies granulito, com exceção da granada e alguns grãos de rutilo (Fig. 33d, e), foi substituída por cloritóide, cianita, muscovita e clorita (Fig. 33a, b, c), associação típica da fácies xisto verde. A granada na rocha apresenta aproximadamente 40% de piropo, como os grãos dos granulitos com espinélio e quartzo e as temperaturas calculadas com Zr em rutilo variam entre 500 e 870 °C. Provavelmente, alguns grãos guardaram a composição e as temperaturas da fácies granulito, pois a quebra do rutilo ocorre em temperaturas muito baixas, em condições da fácies xisto verde, fora do campo de estabilidade do zircão, sendo que não havia fase estável para incorporar o Zr, que deve ter ficado no rutilo.

4.5 Conclusões

O Complexo Anápolis-Itauçu apresente uma série de granulitos interessantes, rochas intensamente retrometamorfizadas, e corpos intrusivos de granitoides e gabros acamadados. Muitos granulitos são migmatíticos, apresentando leucossoma com cordierita e granada ou ortopiroxênio, mas parte destes minerais é formada no retrometamorfismo, pelo consumo de espinélio ou safirina. Nas amostras analisadas no presente trabalho não foram encontradas novas amostras com safirina, mas são abundantes os afloramentos com espinélio + quartzo. As texturas indicam que o par chegou a ser a paragênese do pico metamórfico, formada pela quebra da granada e sendo substituída em sua trajetória retrometamórfica por granada + sillimanita $\pm$ cordierita, depois, por cianita + estauroлита + muscovita e ainda por cloritóide + cianita + clorita + muscovita. Na maior parte das rochas observadas existem dois momentos importantes na evolução metamórfica, a fácies granulito, a qual inclui o pico metamórfico em condições de temperatura ultra-alta e retrometamorfismo da fácies granulito, e depois retrometamorfismo intenso localizado da fácies xisto verde ou anfibolito. Assim existe hiato entre o pico metamórfico e a fácies xisto verde, o que provavelmente pode ser considerado outro evento metamórfico, mesmo que esteja associado à mesma orogênese. Condições de temperatura ultra-alta puderam ser recuperadas de granulito que não contém paragêneses diagnóstica, mas é constituído por ortopiroxênio aluminoso e granada rica em piropo, sendo a melhor estimativa para o pico metamórfico de 9,5 kbar e 920 °C, condições de temperatura algo mais baixa do que as calculadas por Moraes *et al.* (2002), mas ainda dentro do campo das temperaturas ultra-altas de metamorfismo. A ausência de safirina ou ortopiroxênio aluminoso nos granulitos investigados pode ser explicada pela composição dos mesmos ser pobre em MgO, o que impede a cristalização desses minerais, substituídos pelo espinélio rico em FeO, ou Fe₂O₃. Este quando quebra praticamente não gera cordierita por já ser mais pobre em MgO do que a própria granada. O mapeamento geológico de maior detalhe no Complexo Anápolis-Itauçu é necessário e é possível que quando aconteça, o mesmo se transforme no maior cinturão granulítico com rochas de temperatura ultra-alta da América do Sul. Ainda se faz necessária a definição do significado e da idade do retrometamorfismo da fácies xisto verde que afetou os granulitos.

5. Discussões sobre gênese de granulitos e migmatitos

Existem várias questões sobre a gênese e evolução de migmatitos e granulitos que são bem conhecidas, mas há outras que ainda necessitam ser investigadas ou apenas normatizadas, por exemplo, como a nomenclatura dessas rochas. A sugestão de Harley (1985) de se dividir os granulitos em máficos e félsicos é simples e ótima, entretanto muitas rochas pelíticas quando submetidas às condições da fácies granulito serão nomeadas como migmatito, por uns, e granulito, por outros, e mesmo de gnaiss em alguns casos. Assim, o uso de granulito migmatítico ao longo do texto foi preferido.

A definição de Sawyer (2008) é bastante simples e boa: “migmatito é rocha metamórfica formada por fusão parcial *in situ*”. No caso dos migmatitos em geral, a nomenclatura de Mehnert (1968) é simples e pode ser aplicada facilmente quando a taxa de fusão é baixa, mas ao longo do livro, o próprio Mehnert reconhece que o termo paleossoma perde o sentido quando a taxa de fusão é alta, pois as camadas, pedaços, *rafts* ou *schöllen* da rocha original, ou das camadas com ponto de fusão mais elevado, acabam tendo, texturalmente, mais minerais novos sendo totalmente recristalizadas. O termo paleossoma usado como sinônimo de protolito e, principalmente, de “rocha parental que não sofreu fusão”, como proposto originalmente por Mehnert, não pode ser assim usado. A nova proposta de Sawyer (2008) em que o termo paleossoma é usado para “qualquer parte da rocha que não sofreu fusão” é confusa, pois embora use a definição original ao pé da letra, peca por associar o nome a camadas composicionalmente completamente diferentes do protolito da rocha que entrou em fusão. Isso gera confusão entre as pessoas que estão acostumadas a usar a palavra paleossoma como sinônimo de protolito. Nesses casos, algo diferente deve ser pensado e proposto, mesmo que nome longo seja gerado, mas que seja claro, simples e direto, tal como: neossoma mesocrático preservando estruturas pretéritas (ou do protolito). A diferença de se mudar a nomenclatura e não usar o termo mesossoma é que este não tem qualquer conotação genética e já o uso do nome migmatito implica em gênese associada à fusão.

O uso do termo paleossoma é ainda mais complexo quando rochas metassedimentares são investigadas, como o exemplo estudado dos migmatitos da Faixa Araçuaí (Capítulo 3). As rochas antes de cruzarem as reações de fusão deviam ter muscovita + quartzo + plagioclásio + biotita + granada $\pm$ sillimanita. Após cruzar as

reações de quebra de muscovita, esse mineral desapareceu e foi substituído por abundante quantidade de feldspato potássico e quantidade adicional de sillimanita, que reagiu em seguida com biotita para gerar mais granada e cordierita e mais algum feldspato potássico. O que se considera o protolito desse migmatito, a rocha sedimentar original, o estágio rico em muscovita ou a associação mineral que precedeu o pico metamórfico? Mesmo que alguma foliação ou bandamento composicional pretéritos tenham sido parcialmente preservados, como observado em campo e lâmina, da mineralogia absolutamente nada sobrou da rocha original. Nada nessas rochas pode ou deve ser chamado de paleossoma!

Como longamente discutido por Pattison *et al.* (2003), o limite inferior da fácies granulito não é bem estabelecido nos livros por não ser tarefa fácil a aplicação dos métodos termobarométricos em granulitos (e migmatitos). A difusão tardia de Fe e Mg entre granada e piroxênio (Frost & Chacko, 1988; Florence & Spear, 1990; Pattison & Bégin, 1994; Fitzsimons & Harley, 1994), o consumo das bordas da granada durante o resfriamento (Florence & Spear, 1990), os problemas associados à análises minerais que sofreram exsoluções durante o resfriamento (Powell & Holland, 2008) estão entre os principais entre muitos problemas na aplicação da termobarometria à essas rochas. Alguns devem ser ressaltados e um dos principais e mais difícil de contornar é referente ao plagioclásio. Quando temperaturas mais altas da fácies granulito são alcançadas, muitas vezes o plagioclásio é totalmente consumido pelas reações de fusão (e.g. White & Powell, 2002, White *et al.*, 2007) e volta a se formar durante o resfriamento a partir da cristalização do leucossoma ou do líquido aprisionado, em temperaturas e pressões diferentes das do pico metamórfico. Texturalmente nem sempre isso é fácil de perceber e muitas vezes a composição desse plagioclásio é misturada com os minerais do pico metamórfico para cálculos *P-T*. Assim, as condições *P-T* calculadas para as rochas da Faixa Araçuaí devem ser tomadas com cautela, pois todos os cálculos são baseados na composição do plagioclásio presente.

Para os granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu não foi possível estabelecer condições de temperatura ultra-alta para todas as amostras analisadas. Nas amostras em que foi possível a aplicação do par granada-ortopiroxênio, não só condições de temperatura ultra-alta foram estabelecidas, mas condições de pressão não muito diferentes das calculadas anteriormente por Moraes *et al.* (2002). A aplicação do termômetro Zr em rutilo mostrou-se bastante interessante, sendo inclusive possível

calcular condições de temperaturas bastante elevadas para rochas intensamente retrometamorfizadas, praticamente sem vestígios de mineralogia da fácies granulito. Mais determinações devem ser feitas, principalmente para as rochas que afloram a norte de Itauçu e que apresentam ortopiroxênio + granada + plagioclásio + quartzo + rutilo, de modo que uma combinação de Zr em rutilo, GASP, GADES e Grt-Al em ortopiroxênio e granada-ortopiroxênio possa ser aplicada e os resultados comparados.

A associação espinélio + quartzo é a mais controversa para a inferência de condições de temperatura ultra-alta, pois é muito sensível a variações composicionais do espinélio, já que com a adição de pequenas quantidades de Fe^{3+} na composição da rocha, o espinélio tem preferência por incorporar o ferro com essa valência e a consequência é a expansão do seu campo de estabilidade, junto com o quartzo, para temperaturas da ordem de 750 – 800 °C, bem abaixo do campo de temperatura ultra-alta (White *et al.*, 2007; Kelsey, 2008). No Complexo Anápolis-Itauçu o par quartzo-espinélio é formado provavelmente pela quebra de granada e depois a associação é substituída por sillimanita + granada, em trajetória de resfriamento quase isobárico. O espinélio na maior parte das amostras é pobre em Fe^{3+} , mas apresenta muitas exsoluções de magnetita, implicando nesse elemento em sua composição antes da desmistura. Como o espinélio é mais rico em ferro do que a granada das coronas, isso indica que os minerais não estão em equilíbrio e que essas não poderiam apresentar safirina no pico metamórfico, por falta de MgO na composição da rocha. A presença da paragênese quartzo + espinélio, mesmo que abundante não pode ser usada para inferir que as condições de temperatura ultra-alta ocorreram de forma regional no Complexo Anápolis-Itauçu. No entanto, a presença de quartzo com abundantes agulhas de rutilo (Fig. 31c) é indicativo de que altas temperaturas foram alcançadas regionalmente. Algum estudo será necessário para investigar se a quantidade de rutilo exsolvido pode ser usada como parâmetro para inferir se as condições de temperatura ultra-alta foram alcançadas regionalmente ou não.

Nos migmatitos da Faixa Araçuaí, a presença de espinélio nos migmatitos deve ser tratada de modo diferente do que nas rochas do Complexo Anápolis-Itauçu. Nos migmatitos do sul da Bahia, espinélio é sempre observado incluso na cordierita, granada ou sillimanita, em grãos que nunca apresentam quartzo como inclusões, e o espinélio não participa de coronas de reação como em Goiás. Essa característica é comum em outros cinturões com granulitos e migmatitos e não existem investigações sobre a

gênese do espinélio nesses casos. Uma possível explicação é a geração de ambiente insaturado em sílica, dentro dos porfiroblastos, e por difusão, gradiente de potencial químico foi gerado separando ainda mais sílica e com a concentração de alumínio suficiente até que o espinélio seja gerado para assimilar os elementos químicos concentrados, alumínio, ferro e magnésio. Diagramas de potencial químico são necessários para a elucidação desse tipo de problema (White & Powell, 2010).

Uma pergunta final que pode ser feita no contexto do que foi apresentado é: qual a diferença entre migmatito e granulito? O processo de formação das duas rochas envolve fusão parcial, nos migmatitos menor perda de fundido pode ocorrer, enquanto grande perda de fundido é necessária para que as paragêneses da fácies granulito sejam preservadas. Em migmatitos de início de fusão, a tríade leucossoma, melanossoma (= neossoma) e paleossoma é sempre reconhecida. Com o aumento da temperatura o paleossoma começa a perder totalmente suas características e nesse momento se altas taxas de fusão são alcançadas a rocha pode gerar diatexito ou granito. Entretanto, se grande quantidade de resíduo for formada contendo minerais típicos da fácies granulito (ortopiroxênio ou granada + cordierita), a maior parte do líquido for extraído, o resultado é um granulito com veios de leucossoma. Nesse caso, pode-se considerar que o granulito é um migmatito em que só existe neossoma, com o leucossoma representando a parte fundida que sobrou para trás e não foi retirada do sistema e o granulito em si é equivalente ao melanossoma. Assim, podemos considerar os granulitos como um migmatito rico em melanossoma e pouco leucossoma, e em que a tríade típica dos migmatitos de temperaturas mais baixas não existe.

6. Referência Bibliográfica

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y; Neves, B.B.B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande. Atas. Recife, SBG P.363- 391.
- Aranovich, L.Ya. & Berman, R.G. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **126**, 25-37.
- Ashwall, L.D., Morgan, P. & Hoish, T.D. 1992. Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes. *Precambrian Research* **55**, 525 - 538.
- Ashworth, J.R. 1985 Migmatites. Kluwer Academic Publishers, 320 p.
- Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.) 1990. High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. The Mineralogical Society Series. 384 p.
- Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.) 1983. Migmatite, melting and metamorphism: proceeding of the Geochemical Group of Mineralogical Society. Chechire, Shiva, 326 p.
- Baldwin, J.A., Powell, R., Brown, M., Moraes, R., Fuck, R.A. 2005. Modeling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaçu Complex, central Brazil. *Journal Of Metamorphic Geology*, **23**, 511-531.
- Behr *et al.* 1971. Granulites: Results of a discussion. *Neus Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, 97-123.
- Bento dos Santos, T.; Munha, J.; Tassinari, C.C.G.; Noronha, F.; Guedes, A.; Fonseca, P.; Dias Neto, C.M.; Dória, A. 2011. *P-T*-fluid evolution and grafite deposition during retrograde metamorphism in Ribeira Fold Belt, SE Brazil: oxigen fugacity, fluid intrusions and C-O-H isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**: 93-109.
- Bento dos Santos, T.; Munha, J.; Tassinari, C.C.G.; Fonseca, P.; Dias Neto, C.M.; 2011. Metamorphic *P-T* evolution of granulites in Central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal* **15**: 27-51.
- Bento dos Santos, T.; Munha, J.; Tassinari, C.C.G.; Fonseca, P.; Dias Neto, C.M.; 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for long-term high temperature maintenance during Western Gondwana Amalgamation. *Precambrian Research*, **180**: 285-298.
- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system K₂O - Na₂O - CaO - MgO - FeO - Fe₂O₃ - Al₂O₃ - SiO₂ - TiO₂ - H₂O - CO₂. *Journal of Petrology*, **29**: 445 - 522.
- Bertrand, P., Ellis, D.J. & Green, D.H. 1991. The stability of sapphirine-quartz and hypersthene-sillimanite-quartz assemblages: an experimental investigation in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ under H₂O and CO₂ conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **108**: 55 - 71.
- Bohlen, S.R. 1987. Pressure-temperature time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology* **95**, 617-632.
- Bohlen, S.R. 1991. On the formation of Granulites. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 223-229.
- Bohlen, S.R. & Mezger, K. 1989. Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*. **244**:326 - 329.
- Brown, G. C. & Fyfe, W. S. 1970. The production of granite melts during ultrametamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **28**: 310-318.
- Brown, M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.* **84**, 371-382.
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews* **36**, 83-130.
- Brown, M.A., Brown, M., Carlson, W.D., Denison, C. 1999. Topology of syntectonic melt-flow networks in the deep crust: Inferences from threedimensional images of leucosome geometry in migmatites. *American Mineralogist*, **84**: 1793-1818
- Carrington, D.P. & Harley, S.L. 1996. Cordierite as a monitor of fluid and melt H₂O contents in the lower crust: An experimental calibration. *Geology*, **24**: 647 - 650.

- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D. 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *Journal Petrology*, **28** (6): 1111-1138.
- Clemens, J.D. & Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*. **86**: 287 - 306.
- Clemens, J.D. & Walkins, J.M. 2001 The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**: 600-606
- Clemens, J.D. 1990. The granulite-granite connection. In: Vielzeuf, D. (ed). Granulites and crustal evolution. Kluwer, Dordrecht, pp 25-36.
- CPRM/CBPM. 2003. Geologia e recursos minerais do estado da Bahia – Sistema de Informações Geográficas – SIG, escala 1:1.000.000. CDRom.
- Eckert, J.O., Newton, R.C. & Kleppa, O.J. 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, **76**, 148-160.
- England, P.C. 1994. Convective removal of thermal boundary layer of thickened continental lithosphere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions. *Tectonophysics* **223**, 67-73.
- England, P.C. & Thompson, A.B. 1984. Pressure-Temperature-time path of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25** (4): 894 - 928.
- Eskola, P. 1939. Die metamorphen Gesteine. In Barth, T.F.W., Correns, C.W. and Eskola, P. Die Entstehung der Gesteine: Berlin, Julius Springer, 133-171.
- Eskola, P. 1952. On the granulites of Lapland. *American Journal of Science*, Bowen volume: 133-171.
- Ferry, J. & Watson, E. B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**: 429-437.
- Fischel, D.P., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. 1999a Sm-Nd mineral isochrons and model ages of the Anápolis-Itaçu 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-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências* **28**, 543-544.
- Fischer, L. H. 1861. Über den Kinzigit. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, **1861**: 641-654.
- 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. 1990. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on *P-T* path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **107**: 487 - 500.
- Frost, B.R. & Chaco, T. 1988. The granulite uncertainty principle: Limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, **97**: 435 - 450.
- Frost, B.R. & Frost, C.D. 2008. On Charnockites. *Gondwana Research*, **13**: 30-44.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Silva, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, SBG **1**, 215-216.

- Fyfe, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **273A**, 457-461.
- Giustina, M.E.S.D.; Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Hollanda, M.H.B.M. 2011. Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis –Itaçu Complex, Central Brazil. *Lithos*, **124**: 82-102.
- Green, D.H. & Ringwood, A.E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**: 767 - 833.
- Gürich, G. (1905): Granit und Gneis. *Himmel Erde*, **17**: 241-251.
- Harley, S.L 1984a. An experimental study of the partitioning of the Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and 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 1985. Garnet - orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica: metamorphic pressure-temperature-time evolution of Archaean Napier Complex, *Journal of Petrology* **26**: 819 - 856.
- Harley, S.L 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126** (3): 215 - 247.
- Harley, S.L. 1994. Cordierite as a sensor of fluid and melt distribution in crustal metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **58a**: 374-375.
- Harley, S.L. 1998. 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. 2008. Refining the *P-T* records of UHT crustal metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**: 125-154.
- Harley, S.L. & Carrington, P. 2001. The distribution of H₂O between cordierite and granitic melt: H₂O incorporated in cordierite and its application to high-grade metamorphism and crustal anatexis. *Journal of Petrology*, **42**: 1595-1620.
- Harley, S.L. & Green, D.H. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*. **300**: 697 - 701.
- Harley, S.L. & Motoyoshi, Y. 2000. Al zoning in orthopyroxene in sapphirine quartzite: evidence for > 1120 °C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **138**: 293 – 307.
- Harley, S.L., Thompson, P. 2004. The influence of cordierite on melting and mineral-melt equilibria in ultra-high-temperature metamorphism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **95**: 87-98.
- Harley, S.L., Thompson, P., Buick, I.S., Hensen, B.J. 2002. Cordierite as a sensor of fluid conditions in high-grade metamorphism and crustal anatexis. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 71-86.
- Hartel, T.H.D. & Pattison, D.R.M. 1996. Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibolite: the importance of quartz to reaction progress. *Journal of Metamorphic Geology*. **14**: 591 - 612.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004a. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.
- Hensen, B.J. 1971. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**: 191 - 214.

- Hensen, B.J. 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg - Fe - Al - Si - O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 362 - 367.
- 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 alumino-silicate. *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 alumino-silicate. *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.
- Hensen, B.J. 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg - Fe - Al - Si - O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 362 - 367.
- Hensen, B.J. & Osanai, Y. 1994. Experimental study of dehydration melting of F-bearing biotite in model pelitic compositions. *Mineralogical Magazine* **58A**, 410-411.
- Holland, TJB, and Powell, R, 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309-344.
- Holland, TJB, and Powell, R, 2001 Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally-consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, **42**: 673 - 683
- Holmquist, P.J. 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bulletin of the Geological Institute Upsala*, **15**: 125-148.
- Holness, M.B. & Sawyer, E.W. 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*, **49**: 1343-1363.
- Ito, K. & Kennedy, G.C. 1971. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. In: The structure and physical properties of the Earth's Crust. *American Geophysical Union, Geophysics Monograph* **14**: 303-314.
- Jamieson, R., Beaumont, C., Pulsack, P. & Lee, B. 1998. Barrovian regional metamorphism: where's the heat? In: Treloar, P.J & O'Brien, P. (eds.) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* Geological Society, London, Special Publication **138**, 23-51.
- Jamieson, R. & Beaumont, C. 2011. Coeval thrusting and extension during lower crustal ductile flow - implications for exhumation of high-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **29**: 33-51.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Medvedev, S. & Nguyen, M.H., 2004. Crustal channel flows: 2. Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, **109**: B06406.
- Johannes, W & Gupta, L.N. 1982. Origin and evolution of a migmatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **79**: 114 -123.
- Johannes, W & Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks* Springer-Verlag, Berlin, 335pp.
- Johannes, W. & Holtz, F. 1990. Formation and composition of H₂O - undersaturated granitic melts. In: Ashworth, J.R. & Brown, M. (Eds.) 1990. High temperature metamorphism and crustal anatexis. The Mineralogical Society Series 2. pp 87 - 104.
- Johnson, T.E., White, R.W., Powell, R. 2008. Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**: 837-853.
- Justi, J.H.V. von 1754. Nachricht von einer neuen Art eines neues Halbedelgesteines so kürzlich in Mähren entdeckt worden. Neue Wahrheiten zum Vorteil der Naturkunde und des gesellschaftlichen Lebens der Menschen 1.
- Kelsey, D.E., 2008, On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Research*, **13**, 1-29.

- Kelsey, D. E, White R. W, Holland T. J. B, Powell R 2004. Calculated phase equilibria in K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 559-578.
- Kelsey, D. E., White R. W. & Powell R. 2005. Calculated phase equilibria in K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 217-239.
- Kohlstedt, D.L. 2002. Partial Melting and Deformation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 51: 121-135.
- Kriegsman, L.M. 2001. Partial melting, partial melting extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*. **56**: 75 - 96.
- Kriegsman, L.M. & Hensen, B.J. 1998. Back reaction between restite and melt: Implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, **26**: 1111 - 1114.
- Lacerda Filho, J.V. & Oliveira, C.C. 1995 Geologia da região centro-sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste* **18**(1/2): 3-19.
- Lima, R.P. 2007. O papel do quartzo no metamorfismo e fusão de rochas máficas em facies granulito: exemplo do anfibolito Cafelândia, Complexo Barro Alto, Goiás. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Lima, R.P. 2011 O papel do quartzo no metamorfismo e fusão de rochas máficas em facies granulito: exemplo do anfibolito Cafelândia, Complexo Barro Alto, Goiás. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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 (Coord), O Pré-cambriano do Brasil. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, pp. 205 - 264.
- Mehnert, K.R. 1968 Migmatites and the origin of the granitic rocks. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 393 p.
- Mehnert, K.R. 1972. Granulites: Results of a discussion II. *Neus Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, 139-166.
- Mehnert K. R.; Büsch W. 1982. The initial stage of migmatite formation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **145**: 211– 238.
- Moraes, R. 1997. Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da seqüência Juscelândia, Goianésia, Goiás. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. Tese de Doutorado. p 385.
- 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 example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43** (9): 1673 – 1705.
- Moraes, R., Fuck, R.A., Brown, M., Piccoli, P. Baldwin, J. Dantas, E.L., Laux, J.H., Junges, S.L. 2006. Wollastonite – scapolite – clinopyroxene marble of the Anápolis-Itaçu Complex, Goiás: More Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*. 37: 877-883.
- Munhá, J.M.U, Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G & Palácios, T. 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 123-134.
- Newton, R.C. & Perkins, D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet – plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *American Mineralogist*, **67**: 203 - 222.
- Newton, R.C; Smith, J.V; Windley, B.F. 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, **288**: 45-50.
- Noce, C.M, Pedrosa-Soares, A.C., Piuzeana, D., Armstrong, R., Laux, J.H. Campos, C.M. & Medeiros, S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí

- orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **349**: 587-592.
- O'Brien, P.J. 2006. Type-locality granulites: high-pressure rocks formed at eclogite-facies conditions. *Mineralogy and Petrology*, **86**: 161-175.
- O'Brien, P.J. & Rötzler, J. 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal Metamorphic Geology*, **21**, 3-20
- Patiño Douce, A.E. & Beard, J.S. 1995 Dehydration Melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* **36**:(3) 707-738.
- Pattison, D.R.M. & Bégin, N.J. 1994. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 387-41077.
- Pattison, D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase $\pm$ quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 21-34.
- 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.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Alkmin, F.F.; Silva, L.C.S.; Babinski, M.; Cordani, U; Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977. *Geonomos*: **15**(1): 1 - 16.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Percival, J.A. 1983. High-grade metamorphism in the Chapleau - Foleyet Area, Ontario. *American Mineralogist* **68**: 667 - 686.
- Perkins, D. & Chipera, S.J. 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase- quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **89**: 69-80.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. & Fischel, D.P. 1999b. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências* **29**, 271-276.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999a Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos*, **46**(3): 463-483.
- 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.
- Powell, R. 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. In Atherton & Gribble (Eds.) *Migmatites, melting and metamorphism; Proceedings/ Meeting High grade metamorphism, migmatites and melting of the Geochemical Group of the Mineralogical Society of the University of Glasgow*. 127-139.
- Powell, R. & Downes, J. 1990. Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. In: *High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis* (eds Ashworth, J.R. & Brown, M.) pp. 105-123. Unwin Hyman, London.
- Powell, R, Holland, TJB, and Worley, B, 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC *Journal of Metamorphic Geology* **16**: 577-588.

- Powell, R. & Holland, T.J.B. 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**: 155 - 179.
- Powell, R.; Guiraud, M. & White, R.W. 2005. Truth and beauty in metamorphic mineral equilibria: conjugate variables and phase Diagrams. *Canadian Mineralogist*, **43**, 21 -33.
- Ringwood, A.E. 1975. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw-Hill. pg. 672.
- Ringwood A.E. & Green, D.H. 1966. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, **3**: 383-427.
- Rushmer, T. 2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, **342**: 389-405.
- Sato, K. 1998 Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. São Paulo, USP, Tese de Doutorado, 290p.
- Sawyer, E.W. 2008. Atlas of Migmatites. Special Publications of The Canadian Mineralogist, Vol. 9. 386pg.
- Sawyer, E. W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* **28**: 445-473.
- 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.
- Sawyer, E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, **116**: 273-286.
- Scheumann, K.H. (1936): Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. *Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.*, **48**: 287-302.
- Sederholm, J.J. (1907): Om granit och gneis. - *Bull. Comm. Géol. Finl.*, **23**: 1-110.
- Siga, O., Jr. 1986. A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais, com Base em Interpretações Geocronológicas. São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências – USP, 121 p.
- Silva, L.C; Pedrosa-Soares, A. C.; Noce, C. M.; Pinto, C. P.; Gomes, A.; Baltazar, O. F.; Queiroga, G.; Vieira, V. S.; Armstrong, R. 2008. Do magmatismo pré-orogênico ao colapso do orógeno: a complexa sucessão magmática no Orógeno Araçuaí. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. Anais. SBG.
- Spear, F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: 379-388.
- Spear, F. S., 1992. Thermobarometry and *P-T* Paths from Granulite Facies Rocks - an Introduction. *Precambrian Research*, **55**(1-4), 201-207.
- Spear, F.S. 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monograph. Chelsea, Michigan. p 799.
- Spear, F. S. & Florence, F. P., 1992. Thermobarometry in Granulites - Pitfalls and New Approaches. *Precambrian Research*, **55**(1-4), 209-241.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. & Cheney, J.T. 1999. *P-T* paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 17-32.
- Stevens, G. & Clemens, J.D. 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology*, **108**: 1-17.
- Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G.T.R. 1995. Hydrous cordierite in granulites and crustal magma production. *Geology*, **23**: 925 - 928.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **128**: 352-370.

- Streckeisen A. 1974. How should charnockitic rocks be named? In: Bellière J., Duchesne J. C., editors. *Géologie des Domaines Cristallins. Société Géologique de Belgique, Centenary Volume Liège*. p. 349-360.
- Stüwe, K. 1997. Effective bulk composition changes due to cooling: a model predicting complexities in retrograde reaction textures. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **129**: 43-52.
- 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. *Actas of 2nd South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, SEGEMAR*, 371-373.
- Taylor-Jones & Powell, R. 2010. The stability of sapphirine + quartz: calculated phase equilibria in FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–O. *Journal of Metamorphic Geology* **28**: 615–633.
- Thompson, A.B. 1982. Dehydration melting of pelite rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*. **282**: 1567 - 1595.
- Tomkins, H. S., Powell, R. Ellis, D.J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. Accepted by *Journal of Metamorphic Geology*, **25**(6): 703-713.
- Trindade, D.A.M. 2010. Petrogênese dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu na região entre Inhumas e Petrolina de Goiás, GO. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciollo, F., Valeriano., C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. & Andreis, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, 287-310.
- Tupinambá M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 p.
- Vernon, R. H. & Clarke, G. 2008. *Principles of Metamorphic Petrology* Cambridge University Press. 446p.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **98**: 257 – 276.
- Vielzeuf, D. & Schmidt, M.W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions Mineralogy Petrology*, **141**: 251-267
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **151**: 413-433.
- Weiss, C.S. 1803. Über die gebirgsart des sachsichen Erzgebirges, welche unter dem Namen Weiss-stein neuerliden bekannt gemacht worden ist. *Neue Schriften Gesellschaft naturforschender Freunde* **4**: 342-366.
- Wimmenauer, W. 1950. Cordieritführende Gesteine des Schauinslandgebietes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **80**: 375-436.
- White, R.W. & Powell, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 621-632.
- White, R.W. & Powell, R. 2010. Retrograde melt–residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites, *Journal of Metamorphic Geology* **28**: 579–597.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*. **19**: 139 - 153.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**: 511-527.

- White, R. W., Powell, R. & Halpin, J. A., 2004. Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**: 825–845.
- Winge, M. (1995). Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 350p.
- Winkler, H.G.F. 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4th Ed. Springer International. pg 334.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1993. Garnet Growth during amphibolite anatexis: Implications of a garnetiferous restite. *Journal of Geology*, **101**: 357-373.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **115**: 369 -383.
- Wolff, F. 1991. Caracterização petrográfica, litogeoquímica, química mineral e geotermometria de rochas de alto grau metamórfico do Complexo Anápolis-Itauçu, Goiás. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 148p.
- Yardley, B.W.D. 1989. An Intruduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Science Series. Singapore. 248pp.
- 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.

Anexo 1

Análises de química mineral
Faixa Araçuaí, Bahia

biotita - Bahia

Sample number	RF-1 27	RF-1 28	RF-1 29	RF-1 30	RF-1 45	RF-1 46	RF-1 47	RF-1 48	RF-1 49	RF-6 2	RF-6 3	RF-6 4	RF-6 5	RF-6 6	RF-6 7	RF-24 18
SiO2	35.27	35.15	35.55	35.76	35.5	35.1	35.14	35.04	35.16	35.24	36.11	36.21	36.35	35.61	35.88	35.34
TiO2	4.26	4.26	4.21	4.06	4.5	4.35	4.56	4.69	4.63	4.98	5.19	4.86	4.71	4.67	4.64	5.52
Al2O3	16.49	16.58	16.78	16.7	16.38	15.98	16.48	16.57	16.37	16.2	16.03	16.3	16.51	16.4	16.36	16.1
Cr2O3	0.01	0.07	0	0.03	0.02	0	0.02	0.04	0.1	0.15	0.12	0.13	0.11	0.13	0.1	0.17
FeO	19.03	19.03	19.16	19.32	19.65	19.37	19.53	19.52	19.4	17.6	17.22	17.38	17.56	17.25	17.65	17.38
MnO	0	0.07	0.04	0.1	0.06	0.06	0	0.04	0	0.08	0.09	0.03	0.07	0.02	0.06	0.07
MgO	10.3	10.41	10.23	10.23	9.83	10.11	10.13	10.09	10.12	10.86	10.95	11.09	11.01	10.7	10.99	10.67
CaO	0	0	0	0	0.01	0.06	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0.04	0.02
Na2O	0.07	0.17	0.13	0.11	0.15	0.15	0.13	0.15	0.16	0.09	0.15	0.09	0.09	0.12	0.08	0.13
K2O	9.83	9.65	9.67	10	9.71	9.72	9.5	9.65	9.82	9.46	9.45	9.32	9.34	9.17	9.38	9.38
Totals	95.28	95.39	95.77	96.31	95.82	94.91	95.51	95.8	95.81	94.67	95.33	95.43	95.76	94.09	95.2	94.8
Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.699	2.687	2.702	2.71	2.707	2.705	2.686	2.673	2.683	2.694	2.73	2.731	2.733	2.724	2.72	2.694
Ti	0.245	0.245	0.241	0.231	0.258	0.252	0.262	0.269	0.266	0.287	0.295	0.276	0.267	0.269	0.265	0.317
Al	1.488	1.494	1.504	1.492	1.472	1.452	1.485	1.49	1.473	1.46	1.429	1.449	1.463	1.479	1.462	1.447
Cr	0.001	0.004	0	0.002	0.001	0	0.001	0.003	0.006	0.009	0.007	0.008	0.007	0.008	0.006	0.01
Fe2	1.218	1.217	1.218	1.224	1.253	1.249	1.248	1.245	1.238	1.125	1.089	1.096	1.104	1.104	1.119	1.108
Mn	0	0.004	0.002	0.006	0.004	0.004	0	0.002	0	0.005	0.006	0.002	0.004	0.001	0.004	0.005
Mg	1.174	1.186	1.159	1.155	1.118	1.161	1.154	1.148	1.151	1.237	1.234	1.246	1.233	1.22	1.242	1.212
Ca	0	0	0	0	0.001	0.005	0	0	0.003	0	0	0	0	0	0.003	0.002
Na	0.011	0.025	0.018	0.016	0.022	0.023	0.019	0.022	0.024	0.013	0.023	0.014	0.014	0.018	0.012	0.019
K	0.961	0.942	0.939	0.967	0.946	0.956	0.927	0.94	0.957	0.923	0.912	0.898	0.896	0.896	0.908	0.913
Sum	7.797	7.803	7.783	7.804	7.782	7.806	7.782	7.793	7.802	7.753	7.724	7.72	7.721	7.72	7.741	7.727
XMg	0.49	0.49	0.49	0.49	0.47	0.48	0.48	0.48	0.48	0.52	0.53	0.53	0.53	0.52	0.53	0.52

biotita - Bahia

RF-24 19	RF-24 Sample 20 number	RF-24 21	RF-24 22	RF-24 23	RF-24 24	RF-24 26	RF-24 27	RF-24 28	RF-24 29	RF-6 18	RF-6 19	RF-6 20	RF-6 21	RF-6 22	RF-16 53
35.71	35.53 SiO2	35.47	35.87	36.17	36.1	35.69	35.72	35.57	36.02	36.79	35.84	36.22	35.77	36.07	35.64
5.13	5.31 TiO2	5.02	5.02	4.66	4.3	4.85	4.76	4.54	4.76	6	6.25	6	5.7	6.02	6.14
16.29	16.09 Al2O3	16.26	16.46	16.66	16.91	16.18	16.28	16.63	16.7	16.66	17.28	17.06	17.96	16.62	14.52
0.17	0.19 Cr2O3	0.14	0.19	0.21	0.12	0.14	0.16	0.13	0.1	0.05	0.09	0.06	0.06	0.15	0.03
17.64	17.55 FeO	17.48	17.48	17.81	17.2	17.42	17.31	17.06	17.16	13.35	13.95	12.89	12.98	13.42	20.09
0.05	0.09 MnO	0.06	0	0.01	0.05	0.01	0.01	0.06	0.09	0	0.01	0	0.02	0.04	0.01
10.7	10.67 MgO	10.93	11.07	11.02	11.32	10.75	11.07	10.95	11.14	13.46	12.34	13.24	12.61	13.14	10.39
0.03	0.08 CaO	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0	0.01	0	0.05	0	0.04	0	0.02	0.01
0.12	0.12 Na2O	0.1	0.11	0.14	0.13	0.13	0.1	0.11	0.11	0.36	0.43	0.38	0.43	0.33	0.03
9.35	9.38 K2O	9.11	9.24	9.32	9.14	9.22	9.41	9.59	9.32	9.31	9.74	9.03	9.44	9.46	9.89
95.21	95.02 Totals	94.59	95.46	96.06	95.29	94.41	94.81	94.65	95.39	96.05	95.93	94.95	94.99	95.28	96.75
11	11 Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
2.709	2.703 Si	2.704	2.707	2.715	2.72	2.725	2.716	2.71	2.716	2.703	2.656	2.684	2.658	2.681	2.706
0.293	0.304 Ti	0.288	0.285	0.263	0.244	0.278	0.272	0.26	0.27	0.332	0.348	0.335	0.319	0.337	0.351
1.457	1.443 Al	1.461	1.464	1.474	1.502	1.456	1.459	1.493	1.484	1.443	1.51	1.491	1.573	1.456	1.3
0.01	0.012 Cr	0.008	0.011	0.012	0.007	0.009	0.009	0.008	0.006	0.003	0.005	0.004	0.004	0.009	0.002
1.119	1.117 Fe2	1.115	1.103	1.118	1.084	1.113	1.101	1.087	1.082	0.82	0.864	0.799	0.806	0.834	1.276
0.003	0.006 Mn	0.004	0	0.001	0.003	0.001	0.001	0.004	0.005	0	0.001	0	0.001	0.002	0.001
1.21	1.21 Mg	1.242	1.245	1.233	1.272	1.223	1.254	1.243	1.251	1.474	1.362	1.463	1.396	1.456	1.176
0.002	0.007 Ca	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0	0.001	0	0.004	0	0.004	0	0.002	0.001
0.018	0.018 Na	0.014	0.016	0.021	0.019	0.019	0.015	0.016	0.016	0.051	0.061	0.055	0.062	0.048	0.005
0.905	0.911 K	0.887	0.89	0.894	0.879	0.899	0.914	0.933	0.897	0.874	0.922	0.854	0.896	0.898	0.959
7.727	7.73 Sum	7.724	7.723	7.736	7.731	7.723	7.742	7.754	7.727	7.705	7.73	7.688	7.714	7.722	7.775
0.52	0.52 XMg	0.53	0.53	0.52	0.54	0.52	0.53	0.53	0.54	0.64	0.61	0.65	0.63	0.64	0.48

biotita - Bahia

RF-16 54	RF-16 55	RF-16 56	RF-16 Sample 57 number	RF-16 58	RF-16 59	RF-16 86	RF-16 87	RF-16 89	RF-16 90	RF-16 91	RF-16 92	RF-16 93	RF-16 94	RF-16 95	RF-16 96
35.93	35.39	35.42	36.2 SiO2	35.63	36.02	36.11	35.98	35.97	35.68	36.24	35.72	35.59	35.75	35.46	35.63
6.07	6.22	5.9	6.19 TiO2	6.15	6.12	6.37	6.34	6.08	6.23	5.93	6.11	6.06	5.92	6.34	6.29
14.28	14.26	14.43	14.52 Al2O3	14.43	14.31	14.29	14.23	14.23	14.42	14.3	14.42	14.17	14.37	14.2	14.38
0	0.02	0.04	0.02 Cr2O3	0.09	0.04	0.05	0.04	0.07	0.03	0.04	0.02	0	0.01	0.02	0.01
19.45	19.59	19.68	19.17 FeO	19.17	19.41	17.65	16.37	19.65	19.13	19.54	19.34	19.66	18.86	19.85	20.07
0.03	0.02	0.08	0.03 MnO	0.03	0.02	0	0.02	0.02	0.08	0.11	0.04	0.04	0	0.01	0.04
10.2	10.3	10.36	10.52 MgO	10.53	10.37	11.76	12.59	10.18	10.38	10.68	10.37	10.48	10.38	10.16	10.23
0.01	0	0	0 CaO	0.01	0.04	0.05	0.02	0	0.04	0.03	0	0.01	0	0.02	0
0.01	0.03	0.02	0.03 Na2O	0.04	0.04	0.11	0.17	0	0.05	0	0.04	0.07	0.05	0.05	0.03
9.84	9.84	9.85	9.95 K2O	9.92	9.69	10.04	9.74	9.8	9.79	9.74	9.95	9.89	9.85	9.65	9.73
95.83	95.69	95.8	96.64 Totals	96.03	96.06	96.44	95.52	96.02	95.85	96.61	96.02	95.97	95.21	95.77	96.43
11	11	11	11 Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
2.744	2.714	2.714	2.736 Si	2.716	2.741	2.721	2.719	2.744	2.723	2.743	2.725	2.722	2.742	2.717	2.712
0.349	0.359	0.34	0.352 Ti	0.353	0.35	0.361	0.361	0.349	0.357	0.338	0.351	0.348	0.342	0.365	0.36
1.285	1.289	1.303	1.294 Al	1.297	1.284	1.269	1.267	1.279	1.298	1.276	1.297	1.277	1.299	1.282	1.291
0	0.001	0.003	0.001 Cr	0.006	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.001	0	0.001	0.001	0.001
1.242	1.256	1.261	1.212 Fe2	1.223	1.235	1.112	1.034	1.254	1.221	1.237	1.234	1.257	1.21	1.272	1.278
0.002	0.001	0.005	0.002 Mn	0.002	0.001	0	0.001	0.001	0.005	0.007	0.002	0.003	0	0.001	0.002
1.16	1.177	1.183	1.185 Mg	1.197	1.176	1.321	1.418	1.158	1.181	1.204	1.179	1.194	1.187	1.16	1.161
0.001	0	0	0 Ca	0.001	0.003	0.004	0.001	0	0.003	0.002	0	0.001	0	0.002	0
0.002	0.005	0.003	0.005 Na	0.006	0.006	0.017	0.025	0	0.007	0	0.006	0.01	0.008	0.008	0.005
0.96	0.963	0.964	0.961 K	0.966	0.942	0.966	0.94	0.955	0.954	0.942	0.969	0.966	0.965	0.944	0.946
7.745	7.766	7.776	7.747 Sum	7.766	7.74	7.773	7.769	7.743	7.751	7.751	7.764	7.779	7.752	7.752	7.757
0.48	0.48	0.48	0.49 XMg	0.49	0.49	0.54	0.58	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.5	0.48	0.48

biotita - Bahia

RF-3 21	RF-3 22	RF-3 23	RF-3 24	RF-3 25	RF-3 26
35.64	35.39	35.09	35.61	35.35	35.52
3.92	4.27	5.13	4.81	5.01	4.97
14.2	14.88	14.96	14.83	15.23	15.27
0	0.02	0.01	0	0	0
21.56	21.5	21.18	21.06	21.08	21.32
0.06	0.1	0.05	0.05	0.06	0.06
9.91	9.7	9.53	9.36	9.43	9.5
0.22	0.01	0	0	0.05	0.07
0.02	0	0.02	0.02	0.03	0.03
9.02	9.59	9.74	9.82	9.59	9.88
94.56	95.47	95.72	95.57	95.84	96.63
11	11	11	11	11	11
2.777	2.738	2.708	2.747	2.717	2.714
0.23	0.248	0.298	0.279	0.289	0.285
1.304	1.357	1.36	1.349	1.38	1.375
0	0.001	0	0	0	0
1.405	1.391	1.367	1.359	1.355	1.362
0.004	0.006	0.004	0.003	0.004	0.004
1.151	1.118	1.096	1.076	1.08	1.082
0.018	0.001	0	0	0.004	0.006
0.003	0	0.003	0.003	0.005	0.005
0.898	0.947	0.96	0.968	0.941	0.964
7.791	7.808	7.796	7.785	7.776	7.797
0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44

cordierita - Bahia

Sample	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-1	RF-6	RF-6	RF-6	RF-6	RF-6
Min	18	19	20	21	22	41	42	43	44	9	10	11	12	13	
SiO2	48.97	48.36	48.62	48.79	40.92	48.04	40.18	48.16	48.56	48.31	48.62	48.51	48.52	48.11	
TiO2	0.04	0.04	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0.02	0.02	0	0	0.01	
Al2O3	32.74	32.76	33.23	33.02	36.89	32.48	34.38	32.41	32.47	32.58	32.79	32.66	32.66	32.55	
Cr2O3	0	0.03	0.04	0	0	0	0	0	0.01	0.04	0.03	0	0	0.01	
Fe2O3	0.14	0.48	0.75	0.29	0	1.01	0.95	1.28	0.75	0.83	1.07	1.11	0.75	1.63	
FeO	7.28	7.03	5.88	6.94	3.99	7.35	5.93	6.84	7.23	6.91	6.99	6.9	7.12	6.49	
MnO	0.04	0.03	0.08	0.06	0.02	0.06	0.04	0.05	0.11	0.14	0.1	0.09	0.08	0.12	
MgO	8.9	8.86	9.46	8.96	3.17	8.47	4.33	8.64	8.57	8.71	8.67	8.77	8.71	8.87	
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na2O	0.09	0.05	0.05	0.07	0.34	0.08	0.43	0.14	0.15	0.1	0.14	0.09	0.1	0.07	
K2O	0	0	0.01	0.01	1.16	0	0.52	0	0	0	0	0.03	0	0	
Totals	98.19	97.65	98.11	98.16	86.51	97.5	86.78	97.51	97.85	97.65	98.42	98.16	97.96	97.85	
Oxygens	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Si	5.022	4.99	4.972	5.001	4.714	4.982	4.683	4.987	5.01	4.991	4.987	4.988	4.998	4.964	
Ti	0.003	0.003	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0	0.002	0.001	0	0	0.001	
Al	3.958	3.985	4.006	3.991	5.01	3.971	4.723	3.956	3.949	3.968	3.966	3.959	3.966	3.959	
Cr	0	0.002	0.003	0	0	0	0	0	0.001	0.003	0.002	0	0	0.001	
Fe3	0.011	0.037	0.057	0.022	0	0.079	0.084	0.1	0.058	0.064	0.083	0.086	0.058	0.126	
Fe2	0.625	0.607	0.503	0.595	0.384	0.637	0.578	0.592	0.624	0.597	0.599	0.593	0.613	0.56	
Mn	0.003	0.003	0.007	0.005	0.002	0.006	0.004	0.004	0.01	0.012	0.008	0.008	0.007	0.011	
Mg	1.36	1.363	1.442	1.368	0.544	1.309	0.753	1.333	1.318	1.342	1.325	1.344	1.337	1.364	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	0.018	0.01	0.009	0.015	0.077	0.016	0.097	0.029	0.029	0.021	0.028	0.018	0.019	0.015	
K	0	0	0.001	0.002	0.17	0	0.077	0	0	0	0	0.003	0.001	0	
Sum	11	11	11	11	10.903	11	11	11	11	11	11	11	11	11	
XMg	0.69	0.69	0.74	0.70	0.59	0.67	0.57	0.69	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69	0.71	

cordierita - Bahia

RF-6	Sample	RF-6	RF-6	RF-6	RF-6	RF-6	RF-6	RF-24	RF-24	RF-24	RF-24	RF-24	RF-24	RF-24
14	Min	15	16	17	18	19	20	13	14	15	16	17	18	19
48.56	SiO2	48.39	48.22	48.67	48.59	48.92	48.59	48.28	48.9	48.91	48.37	48.36	48.65	48.8
0.02	TiO2	0	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0
32.7	Al2O3	32.66	32.81	32.87	32.4	32.96	32.56	32.63	32.7	33.16	32.99	31.99	32.34	32.38
0.01	Cr2O3	0	0.01	0	0.03	0.03	0	0	0.03	0	0	0.02	0.04	0.02
1.3	Fe2O3	1.07	1.15	0.7	0.58	0.81	1.08	0.82	0.28	0.7	1.33	0.87	0.79	0.57
6.81	FeO	6.91	6.69	7.2	7.16	6.8	6.91	7	7.51	7.34	6.84	6.96	7.14	7.24
0.11	MnO	0.14	0.09	0.08	0.08	0.07	0.05	0.04	0.08	0.17	0.06	0.07	0.06	0.07
8.73	MgO	8.7	8.72	8.73	8.76	8.98	8.91	8.72	8.61	8.69	8.74	8.8	8.85	8.88
0	CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.13	Na2O	0.1	0.12	0.07	0.11	0.1	0.08	0.1	0.13	0.07	0.08	0.12	0.08	0.08
0.02	K2O	0	0.01	0.02	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0
98.39	Totals	97.98	97.85	98.35	97.71	98.68	98.17	97.58	98.25	99.04	98.44	97.2	97.95	98.03
18	Oxygens	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
4.984	Si	4.985	4.971	4.993	5.015	4.994	4.993	4.99	5.021	4.986	4.961	5.02	5.012	5.021
0.002	Ti	0	0.002	0.001	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0
3.956	Al	3.967	3.988	3.975	3.943	3.967	3.945	3.976	3.959	3.985	3.99	3.914	3.928	3.927
0.001	Cr	0	0.001	0	0.003	0.002	0	0	0.002	0	0	0.002	0.003	0.001
0.101	Fe3	0.083	0.089	0.054	0.045	0.063	0.084	0.064	0.022	0.053	0.103	0.068	0.061	0.044
0.584	Fe2	0.595	0.577	0.618	0.619	0.581	0.594	0.605	0.645	0.626	0.586	0.604	0.615	0.623
0.009	Mn	0.012	0.008	0.007	0.007	0.006	0.004	0.003	0.007	0.014	0.005	0.006	0.005	0.006
1.335	Mg	1.336	1.339	1.335	1.347	1.367	1.365	1.343	1.318	1.32	1.337	1.361	1.359	1.361
0	Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.026	Na	0.021	0.024	0.014	0.022	0.02	0.015	0.019	0.026	0.013	0.016	0.023	0.016	0.015
0.002	K	0	0.001	0.003	0	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0
11	Sum	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
0.70	XMg	0.69	0.70	0.68	0.69	0.70	0.70	0.69	0.67	0.68	0.70	0.69	0.69	0.69

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

[illegible]

feldspatos - Bahia

RF-3
?

57.71
26.21
0.07
0.02
8.62
6.67
0.43

99.73

8.00

2.596
1.390
0.002
0.001
0.416
0.582
0.025

5.011

56.9
40.7
2.4
100.0

granada - Bahia

[illegible]

granada - Bahia

g 14	g 15	g 16	g 17	RF-6	g 18	g 19	g 20	g 21	g 22	g 23	g 24	g 25	g 26
14	15	16	17	Min	50	51	52	53	54	55	56	57	58
37.34	37.21	37.03	37.45	SiO2	37.74	38.16	37.49	37.92	37.77	38.01	37.80	37.91	37.80
0.03	0.00	0.06	0.00	TiO2	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.05	0.02
21.55	21.34	21.19	21.26	Al2O3	21.59	21.95	21.81	21.83	21.71	21.79	21.63	21.75	21.75
0.00	0.02	0.01	0.16	Cr2O3	0.05	0.04	0.05	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01
1.74	1.94	1.88	1.49	Fe2O3	1.29	1.39	2.49	1.40	1.43	1.20	2.12	1.41	1.91
32.62	33.06	34.20	34.15	FeO	31.41	31.31	30.32	31.05	30.48	30.91	30.70	30.74	30.87
1.26	1.29	1.61	1.29	MnO	0.91	0.86	0.88	1.00	0.94	0.99	1.00	0.95	1.00
5.47	5.12	4.13	4.67	MgO	6.63	6.98	7.02	6.86	7.11	6.99	7.00	7.05	6.86
0.81	0.78	0.88	0.79	CaO	0.80	0.83	0.86	0.83	0.83	0.86	0.80	0.85	0.86
100.81	100.76	101.00	101.26	Totals	100.46	101.58	100.93	100.94	100.26	100.81	101.05	100.75	101.09
12	12	12	12	Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.945	2.946	2.946	2.960	Si	2.960	2.954	2.923	2.955	2.956	2.962	2.944	2.955	2.944
0.002	0.000	0.003	0.000	Ti	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001
2.003	1.992	1.988	1.981	Al	1.996	2.003	2.005	2.005	2.003	2.002	1.986	1.999	1.997
0.000	0.001	0.001	0.010	Cr	0.003	0.003	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001
0.103	0.115	0.113	0.089	Fe3	0.076	0.081	0.146	0.082	0.084	0.070	0.124	0.083	0.112
2.151	2.189	2.276	2.257	Fe2	2.060	2.026	1.977	2.024	1.995	2.014	2.000	2.004	2.011
0.084	0.087	0.109	0.086	Mn	0.061	0.056	0.058	0.066	0.063	0.065	0.066	0.063	0.066
0.643	0.604	0.490	0.550	Mg	0.775	0.805	0.815	0.796	0.829	0.812	0.813	0.819	0.796
0.069	0.066	0.075	0.067	Ca	0.067	0.069	0.072	0.070	0.070	0.072	0.067	0.071	0.072
8	8	8	8	Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8
73.0	74.3	77.2	76.3	alm	69.5	68.5	67.7	68.5	67.5	68.0	67.9	67.8	68.3
21.8	20.5	16.6	18.6	pyr	26.2	27.2	27.9	26.9	28.0	27.4	27.6	27.7	27.0
2.9	3.0	3.7	2.9	sps	2.1	1.9	2.0	2.2	2.1	2.2	2.2	2.1	2.2
2.3	2.2	2.5	2.3	gros	2.3	2.3	2.5	2.4	2.4	2.4	2.3	2.4	2.4
0.0	0.0	0.0	0.0	andr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.5	uva	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
100.0	100.0	100.0	100.5	sum	100.1	100.1	100.1	100.1	100.0	100.1	100.0	100.1	100.0

granada - Bahia

[illegible]

granada - Bahia

[illegible]

granada - Bahia

g 11	RF-16	g 12	g 13	g 14	g 15	g 16	g 17	RF-3	g 18	g 19	g 20	g 21	g 22
33	Min	80	81	82	83	84	85	Min	97	98	99	100	101
37.56 SiO2		37.75	37.83	37.57	37.49	37.87	37.17 SiO2		37.77	37.20	37.50	37.48	37.69
0.04 TiO2		0.02	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01 TiO2		0.03	0.03	0.04	0.02	0.04
21.26 Al2O3		21.35	21.27	21.34	21.49	21.53	21.57 Al2O3		21.40	21.24	21.30	21.39	21.41
0.04 Cr2O3		0.03	0.05	0.08	0.00	0.07	0.00 Cr2O3		0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
1.90 Fe2O3		1.45	2.62	2.54	2.31	1.60	2.70 Fe2O3		1.34	1.94	2.82	1.62	1.90
29.04 FeO		29.75	29.28	29.35	29.14	29.89	28.47 FeO		31.33	30.86	30.84	30.75	30.91
1.63 MnO		1.51	1.57	1.49	1.53	1.50	1.40 MnO		1.68	1.60	1.66	1.58	1.48
5.42 MgO		4.90	5.55	5.28	5.52	5.04	5.22 MgO		4.57	4.75	4.78	4.62	4.59
3.58 CaO		4.01	3.52	3.63	3.37	3.82	4.11 CaO		3.13	2.79	2.99	3.32	3.52
100.48 Totals		100.78	101.76	101.29	100.89	101.32	100.65 Totals		101.24	100.42	101.97	100.78	101.55
12 Oxygens		12	12	12	12	12	12 Oxygens		12	12	12	12	12
2.954 Si		2.966	2.943	2.938	2.938	2.959	2.921 Si		2.968	2.948	2.932	2.956	2.953
0.002 Ti		0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000 Ti		0.001	0.002	0.002	0.001	0.003
1.972 Al		1.978	1.951	1.968	1.985	1.983	1.998 Al		1.983	1.984	1.963	1.989	1.977
0.002 Cr		0.002	0.003	0.005	0.000	0.004	0.000 Cr		0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
0.112 Fe3		0.086	0.153	0.150	0.136	0.094	0.160 Fe3		0.079	0.116	0.166	0.096	0.112
1.911 Fe2		1.955	1.905	1.920	1.910	1.953	1.871 Fe2		2.059	2.045	2.016	2.028	2.025
0.109 Mn		0.100	0.103	0.099	0.101	0.099	0.093 Mn		0.112	0.108	0.110	0.106	0.098
0.635 Mg		0.574	0.644	0.616	0.645	0.587	0.611 Mg		0.535	0.560	0.557	0.543	0.536
0.302 Ca		0.338	0.294	0.305	0.283	0.320	0.346 Ca		0.264	0.237	0.251	0.281	0.296
8 Sum		8	8	8	8	8	8 Sum		8	8	8	8	8
64.6 alm		65.9	64.7	65.3	65.0	66.0	64.1 alm		69.3	69.3	68.7	68.6	68.5
21.5 pyr		19.3	21.9	21.0	21.9	19.8	20.9 pyr		18.0	19.0	19.0	18.4	18.1
3.7 sps		3.4	3.5	3.4	3.4	3.3	3.2 sps		3.8	3.7	3.7	3.6	3.3
10.2 gros		11.4	10.0	10.4	9.6	10.8	11.8 gros		8.9	8.0	8.6	9.5	10.0
5.4 andr		4.2	7.3	7.1	6.4	4.5	7.4 andr		3.8	5.5	7.8	4.6	5.4
0.1 uva		0.1	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0 uva		0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
100.0 sum		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0 sum		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

granada - Bahia

g 23	g 24	g 25
102	103	104
37.55	37.44	37.74
0.03	0.03	0.02
21.40	21.49	21.30
0.01	0.05	0.01
1.83	0.91	0.81
30.59	31.25	32.38
1.52	1.53	1.76
4.65	4.48	4.08
3.52	3.14	2.90
101.1	100.32	100.99
12	12	12
2.952	2.966	2.982
0.002	0.002	0.001
1.984	2.007	1.984
0.001	0.003	0.001
0.108	0.054	0.048
2.011	2.070	2.140
0.101	0.103	0.118
0.545	0.529	0.481
0.297	0.267	0.245
8	8	8
68.1	69.7	71.7
18.4	17.8	16.1
3.4	3.5	4.0
10.1	9.0	8.2
5.2	2.6	2.4
0.0	0.1	0.0
100.0	100.0	100.0

ortopiroxênio - Bahia

Sample	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-16	RF-3	RF-3
Min	core	core	core	rim	rim	rim	core	core	core	rim	rim	rim	core	core
	34	35	36	37	38	39	60	61	62	63	64	65	14	15
SiO2	50.58	50.04	50.57	50.62	50.44	50.10	49.90	50.05	50.10	50.70	49.96	50.66	49.31	49.83
TiO2	0.09	0.07	0.07	0.08	0.10	0.04	0.09	0.12	0.09	0.04	0.11	0.09	0.07	0.11
Al2O3	1.30	1.47	1.53	1.22	1.27	1.26	1.54	1.61	1.68	1.19	1.26	0.93	1.11	1.20
Cr2O3	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	0.75	0.94	0.11	0.57	0.77	0.53	0.79	0.76	0.40	0.76	0.59	0.00	0.43	0.50
FeO	30.24	29.86	30.48	29.83	30.08	29.82	30.53	30.66	30.69	30.79	30.96	32.00	33.86	34.31
MnO	0.46	0.42	0.44	0.47	0.43	0.47	0.60	0.58	0.51	0.57	0.54	0.60	0.62	0.61
MgO	16.51	16.36	16.38	16.86	16.55	16.36	15.79	15.82	15.86	16.21	15.71	15.56	13.57	13.66
CaO	0.34	0.35	0.33	0.21	0.30	0.38	0.36	0.40	0.40	0.32	0.27	0.24	0.29	0.32
Totals	100.30	99.55	99.92	99.85	99.94	98.97	99.62	100.00	99.76	100.58	99.38	100.08	99.26	100.55
Oxygens	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.956	1.950	1.961	1.962	1.957	1.962	1.950	1.948	1.953	1.961	1.959	1.976	1.965	1.962
Ti	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.003	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003
Al	0.059	0.068	0.070	0.056	0.058	0.058	0.071	0.074	0.077	0.054	0.058	0.043	0.052	0.056
Cr	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.022	0.027	0.003	0.017	0.022	0.016	0.023	0.022	0.012	0.022	0.017	0.001	0.013	0.015
Fe2	0.978	0.973	0.988	0.966	0.976	0.977	0.998	0.998	1.000	0.996	1.015	1.043	1.128	1.130
Mn	0.015	0.014	0.015	0.015	0.014	0.016	0.020	0.019	0.017	0.019	0.018	0.020	0.021	0.021
Mg	0.952	0.950	0.947	0.973	0.957	0.955	0.920	0.918	0.921	0.934	0.918	0.904	0.806	0.801
Ca	0.014	0.015	0.014	0.009	0.013	0.016	0.015	0.016	0.017	0.013	0.011	0.010	0.012	0.014
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
XMg	0.493	0.494	0.489	0.502	0.495	0.494	0.480	0.479	0.479	0.484	0.475	0.464	0.417	0.415

ortopiroxênio - Bahia

RF-3 rim	Sample Min	RF-3 core	RF-3 core	RF-3 rim	RF-3 rim	RF-3 core	RF-3 core	RF-3 core	RF-3 core	RF-3 rim	RF-3 rim	RF-3 rim
16		17	18	19	20	33	34	35	36	37	38	
49.47	SiO2	49.13	49.16	49.33	48.79	49.80	49.54	50.02	49.59	49.69	50.00	
0.10	TiO2	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.04	0.06	0.02	0.05	0.05	
1.16	Al2O3	1.11	1.14	1.15	1.25	1.10	1.15	1.15	1.17	1.18	1.16	
0.00	Cr2O3	0.01	0.08	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	
0.85	Fe2O3	0.59	1.17	0.40	1.49	0.31	0.15	0.04	0.11	0.00	0.00	
34.15	FeO	33.93	33.74	34.00	33.17	34.69	34.20	34.63	34.42	34.42	34.77	
0.65	MnO	0.49	0.69	0.63	0.69	0.60	0.64	0.68	0.68	0.63	0.58	
13.51	MgO	13.41	13.46	13.48	13.59	13.43	13.48	13.51	13.37	13.30	13.22	
0.28	CaO	0.40	0.32	0.30	0.25	0.31	0.32	0.36	0.30	0.32	0.28	
100.18	Totals	99.17	99.84	99.36	99.30	100.37	99.52	100.46	99.66	99.59	100.07	
6	Oxygens	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
1.957	Si	1.962	1.953	1.965	1.946	1.967	1.970	1.971	1.970	1.974	1.977	
0.003	Ti	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	
0.054	Al	0.052	0.053	0.054	0.059	0.051	0.054	0.053	0.055	0.055	0.054	
0.000	Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	
0.025	Fe3	0.018	0.035	0.012	0.045	0.009	0.004	0.001	0.003	0.000	0.000	
1.130	Fe2	1.133	1.121	1.132	1.106	1.146	1.137	1.141	1.144	1.144	1.150	
0.022	Mn	0.017	0.023	0.021	0.023	0.020	0.022	0.023	0.023	0.021	0.020	
0.796	Mg	0.798	0.797	0.800	0.808	0.790	0.798	0.793	0.792	0.787	0.779	
0.012	Ca	0.017	0.014	0.013	0.011	0.013	0.014	0.015	0.013	0.014	0.012	
4	Sum	4	4	4	4	4	4	4	4	3.997	3.994	
0.413	XMg	0.413	0.416	0.414	0.422	0.408	0.412	0.410	0.409	0.408	0.404	

Anexo 2

Análises de química mineral
Complexo Anápolis-Itauçu, GO

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample CAI-105																		
Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	31.47	39.10	39.36	39.50	39.58	39.24	39.51	39.77	39.22	39.51	39.36	39.12	38.90	39.30	37.50	37.50	39.35	38.97
TiO2	0.03	0.00	0.07	0.09	0.03	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.03
Al2O3	37.69	22.88	23.12	23.22	24.07	23.19	23.35	23.30	23.50	23.21	23.21	23.31	23.23	23.17	27.37	27.37	23.37	23.33
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.17	0.99	0.00	0.00	0.48	0.85	0.41	0.00	0.00	0.00	0.44
FeO	20.20	25.66	25.59	24.55	24.76	25.17	24.67	25.11	24.44	24.43	24.34	24.38	23.95	24.29	22.50	22.50	24.24	23.92
MnO	0.45	0.65	0.61	0.55	0.69	0.63	0.60	0.58	0.59	0.58	0.63	0.59	0.56	0.63	0.59	0.59	0.63	0.60
MgO	7.72	10.24	10.67	10.72	10.60	10.91	11.00	11.18	11.21	11.16	11.29	11.17	11.25	11.34	10.28	10.28	11.22	11.42
CaO	1.11	1.40	1.46	1.45	1.40	1.34	1.40	1.51	1.47	1.49	1.42	1.48	1.54	1.49	1.41	1.41	1.39	1.36
Totals	98.67	99.93	100.88	100.08	101.13	100.66	100.53	101.62	101.32	100.38	100.23	100.48	100.24	100.64	99.73	99.73	100.26	100.02
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.366	2.981	2.969	2.986	2.962	2.962	2.975	2.969	2.935	2.978	2.971	2.950	2.939	2.957	2.818	2.818	2.967	2.946
Ti	0.002	0.000	0.004	0.005	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.004	0.003	0.002
Al	3.341	2.056	2.056	2.069	2.123	2.063	2.073	2.051	2.074	2.062	2.065	2.072	2.069	2.055	2.425	2.425	2.078	2.079
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.009	0.055	0.000	0.000	0.027	0.048	0.023	0.000	0.000	0.000	0.025
Fe2	1.270	1.636	1.614	1.552	1.550	1.588	1.554	1.568	1.530	1.540	1.536	1.538	1.514	1.529	1.414	1.414	1.529	1.513
Mn	0.029	0.042	0.039	0.035	0.044	0.040	0.038	0.036	0.037	0.037	0.040	0.038	0.036	0.040	0.037	0.037	0.040	0.039
Mg	0.866	1.163	1.199	1.208	1.182	1.227	1.234	1.244	1.251	1.254	1.270	1.255	1.267	1.271	1.152	1.152	1.261	1.287
Ca	0.090	0.114	0.118	0.118	0.112	0.108	0.113	0.121	0.118	0.120	0.115	0.120	0.124	0.120	0.114	0.114	0.112	0.110
Sum	7.962	7.991	7.999	7.974	7.975	8.000	7.988	8.000	8.000	7.991	7.997	8.000	8.000	8.000	7.965	7.965	7.991	8.000
alm	0.563	0.554	0.543	0.533	0.537	0.536	0.529	0.528	0.521	0.522	0.519	0.521	0.515	0.517	0.520	0.520	0.520	0.513
prp	0.384	0.394	0.404	0.415	0.409	0.414	0.420	0.419	0.426	0.425	0.429	0.425	0.431	0.429	0.424	0.424	0.429	0.436
sps	0.013	0.014	0.013	0.012	0.015	0.013	0.013	0.012	0.013	0.013	0.014	0.013	0.012	0.014	0.014	0.014	0.014	0.013
grs	0.040	0.039	0.040	0.041	0.039	0.036	0.038	0.041	0.040	0.041	0.039	0.041	0.042	0.041	0.042	0.042	0.038	0.037
XMg	0.405	0.416	0.426	0.438	0.433	0.436	0.443	0.442	0.450	0.449	0.453	0.449	0.456	0.454	0.449	0.449	0.452	0.460

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

														Sample CAI-105			
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33 Min	1	2	3
39.16	38.99	38.86	38.36	38.66	38.61	38.13	38.95	39.94	40.08	39.67	39.56	39.74	40.32	40.04 SiO2	39.53	39.53	39.91
0.07	0.10	0.04	0.08	0.12	0.10	0.13	0.09	0.07	0.03	0.10	0.07	0.07	0.08	0.09 TiO2	0.08	0.08	0.08
23.18	23.42	23.18	23.21	23.13	23.24	23.42	23.39	22.98	23.13	23.21	23.23	23.13	23.23	23.51 Al2O3	23.57	23.57	22.89
0.37	0.00	1.14	0.77	1.25	1.06	1.82	1.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00 Fe2O3	0.00	0.00	0.00
24.24	24.07	23.70	23.39	23.59	23.39	23.29	23.81	24.30	24.99	23.99	24.42	23.69	24.13	24.96 FeO	24.86	24.86	24.86
0.55	0.59	0.54	0.56	0.58	0.58	0.66	0.63	0.56	0.54	0.63	0.62	0.62	0.55	0.56 MnO	0.58	0.58	0.59
11.41	11.32	11.45	11.32	11.42	11.44	11.19	11.43	11.47	11.59	11.48	11.56	11.63	11.36	11.21 MgO	11.28	11.28	11.11
1.38	1.33	1.43	1.40	1.41	1.48	1.40	1.43	1.35	1.34	1.42	1.34	1.38	1.47	1.48 CaO	1.41	1.41	1.46
100.32	99.83	100.24	99.03	100.04	99.78	99.86	100.67	100.66	101.70	100.50	100.87	100.26	101.14	101.85 Totals	101.28	101.28	100.91
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12 Oxygens	12	12	12
2.955	2.952	2.934	2.929	2.926	2.926	2.893	2.929	2.996	2.984	2.980	2.967	2.988	3.005	2.977 Si	2.957	2.957	2.996
0.004	0.006	0.002	0.005	0.007	0.006	0.007	0.005	0.004	0.002	0.006	0.004	0.004	0.004	0.005 Ti	0.005	0.005	0.005
2.062	2.091	2.063	2.090	2.064	2.076	2.095	2.073	2.032	2.030	2.055	2.054	2.050	2.041	2.060 Al	2.079	2.079	2.026
0.021	0.000	0.065	0.044	0.071	0.060	0.104	0.059	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000 Fe3	0.000	0.000	0.000
1.530	1.524	1.497	1.494	1.493	1.482	1.478	1.497	1.525	1.556	1.507	1.532	1.490	1.504	1.552 Fe2	1.553	1.553	1.561
0.035	0.038	0.035	0.036	0.037	0.037	0.043	0.040	0.036	0.034	0.040	0.039	0.039	0.035	0.035 Mn	0.037	0.037	0.038
1.283	1.277	1.289	1.288	1.288	1.292	1.266	1.281	1.282	1.286	1.285	1.293	1.303	1.262	1.241 Mg	1.257	1.257	1.243
0.111	0.108	0.116	0.115	0.114	0.120	0.114	0.115	0.109	0.107	0.114	0.108	0.111	0.118	0.118 Ca	0.113	0.113	0.117
8.000	7.997	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.984	7.999	7.987	8.000	7.984	7.970	7.988 Sum	8.000	8.000	7.986
0.517	0.517	0.510	0.509	0.509	0.506	0.509	0.510	0.517	0.522	0.512	0.515	0.506	0.515	0.527 alm	0.525	0.525	0.528
0.434	0.433	0.439	0.439	0.439	0.441	0.436	0.437	0.434	0.431	0.436	0.435	0.443	0.432	0.421 prp	0.425	0.425	0.420
0.012	0.013	0.012	0.012	0.013	0.013	0.015	0.014	0.012	0.011	0.014	0.013	0.013	0.012	0.012 sps	0.013	0.013	0.013
0.038	0.037	0.039	0.039	0.039	0.041	0.039	0.039	0.037	0.036	0.039	0.036	0.038	0.040	0.040 grs	0.038	0.038	0.040
0.456	0.456	0.463	0.463	0.463	0.466	0.461	0.461	0.457	0.452	0.460	0.458	0.467	0.456	0.444 XMg	0.447	0.447	0.443

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
39.10	39.01	39.62	40.34	39.05	39.24	38.99	39.45	38.27	38.57	38.48	38.79	38.52	39.41	39.09	39.03	39.03	39.37
0.08	0.09	0.09	0.00	0.06	0.03	0.09	0.04	0.03	0.11	0.04	0.06	0.08	0.03	0.04	0.06	0.09	0.09
23.21	23.19	22.86	23.00	22.49	22.59	22.62	22.71	22.10	22.13	22.05	22.26	22.10	22.78	22.68	22.76	22.68	22.42
0.42	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24.18	24.26	23.54	24.06	25.59	24.48	25.33	25.43	24.58	25.65	24.89	24.80	24.87	25.68	25.41	25.11	25.96	24.89
0.61	0.56	0.59	0.64	0.79	0.76	0.97	0.84	0.86	0.89	0.79	0.82	0.83	0.94	0.95	0.85	0.87	0.87
11.35	11.30	11.19	10.90	10.31	10.30	10.35	10.26	10.18	10.20	10.24	10.16	10.19	9.95	10.18	9.94	10.06	9.89
1.40	1.38	1.39	1.65	1.24	1.25	1.25	1.17	1.08	1.16	1.03	1.14	1.13	1.23	1.24	1.24	1.21	1.17
100.32	100.14	99.30	100.59	99.52	98.65	99.60	99.90	97.09	99.40	97.54	98.03	97.71	100.02	99.59	98.97	99.90	98.70
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.951	2.950	3.006	3.025	2.990	3.013	2.982	3.003	2.996	2.968	3.001	3.006	2.999	3.001	2.990	2.998	2.982	3.027
0.005	0.005	0.005	0.000	0.003	0.002	0.005	0.002	0.002	0.006	0.002	0.003	0.005	0.002	0.002	0.003	0.005	0.005
2.065	2.067	2.045	2.033	2.030	2.045	2.040	2.038	2.040	2.008	2.028	2.034	2.028	2.045	2.045	2.061	2.043	2.033
0.024	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
1.527	1.535	1.494	1.509	1.639	1.572	1.620	1.619	1.609	1.651	1.624	1.607	1.619	1.635	1.625	1.613	1.659	1.601
0.039	0.036	0.038	0.041	0.051	0.049	0.063	0.054	0.057	0.058	0.052	0.054	0.055	0.061	0.062	0.055	0.056	0.057
1.276	1.273	1.266	1.218	1.177	1.178	1.180	1.164	1.187	1.170	1.190	1.173	1.182	1.129	1.161	1.138	1.146	1.133
0.114	0.112	0.113	0.133	0.102	0.103	0.102	0.096	0.090	0.096	0.086	0.095	0.094	0.100	0.101	0.102	0.099	0.096
8.000	8.000	7.966	7.959	7.992	7.963	7.993	7.976	7.982	8.000	7.983	7.973	7.982	7.974	7.986	7.969	7.991	7.952
0.517	0.519	0.513	0.520	0.552	0.542	0.546	0.552	0.547	0.555	0.550	0.549	0.549	0.559	0.551	0.555	0.560	0.555
0.432	0.431	0.435	0.420	0.396	0.406	0.398	0.397	0.403	0.393	0.403	0.400	0.401	0.386	0.394	0.391	0.387	0.392
0.013	0.012	0.013	0.014	0.017	0.017	0.021	0.018	0.019	0.019	0.018	0.018	0.019	0.021	0.021	0.019	0.019	0.020
0.039	0.038	0.039	0.046	0.034	0.035	0.034	0.033	0.031	0.032	0.029	0.032	0.032	0.034	0.034	0.035	0.033	0.033
0.455	0.453	0.459	0.447	0.418	0.428	0.421	0.418	0.425	0.415	0.423	0.422	0.422	0.408	0.417	0.414	0.409	0.414

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample CAI-105																		
Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	38.76	38.55	39.11	39.03	39.23	39.03	39.39	39.05	38.98	38.95	39.21	39.21	39.27	39.47	39.13	39.45	39.05	39.38
TiO2	0.02	0.08	0.06	0.05	0.13	0.08	0.08	0.1	0.07	0.06	0	0	0.01	0.06	0.08	0.04	0.05	0.07
Al2O3	22.31	22.61	22.24	22.33	23.12	22.36	22.41	22.65	22.71	23.15	22.66	22.66	22.94	22.75	22.86	22.64	23.41	22.72
Fe2O3	0	0.07	0	0	0	0	0	0	0.29	0	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0
FeO	25.9	25.82	26.46	26.25	26.16	25.94	25.62	26.52	26.55	25.86	26.73	26.73	26.86	25.63	26.64	26.29	26.12	25.84
MnO	0.77	0.8	0.75	0.89	0.81	0.85	0.82	0.84	0.85	0.85	0.94	0.94	0.8	0.9	0.89	0.81	0.83	0.78
MgO	10.02	10.09	9.95	9.98	9.81	9.8	9.75	9.76	10	9.76	9.92	9.92	9.88	9.75	9.72	9.92	9.87	9.88
CaO	1.32	1.22	1.22	1.14	1.13	1.11	1.17	1.23	1.14	1.18	1.19	1.19	1.15	1.11	1.22	1.22	1.14	1.25
Totals	99.1	99.24	99.79	99.65	100.38	99.17	99.24	100.16	100.56	99.81	100.67	100.67	100.9	99.67	100.55	100.38	100.47	99.92
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.988	2.967	2.998	2.995	2.981	3.004	3.022	2.983	2.968	2.976	2.983	2.983	2.979	3.013	2.979	3.001	2.965	3.002
Ti	0.001	0.005	0.003	0.003	0.008	0.005	0.004	0.006	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.002	0.003	0.004
Al	2.028	2.052	2.010	2.020	2.071	2.028	2.027	2.040	2.038	2.085	2.032	2.032	2.051	2.048	2.051	2.030	2.095	2.042
Fe3	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.670	1.662	1.696	1.684	1.662	1.670	1.644	1.695	1.691	1.652	1.701	1.701	1.704	1.636	1.696	1.673	1.658	1.648
Mn	0.050	0.052	0.049	0.058	0.052	0.055	0.053	0.055	0.055	0.055	0.061	0.061	0.051	0.058	0.058	0.052	0.053	0.051
Mg	1.151	1.157	1.137	1.141	1.111	1.124	1.115	1.112	1.135	1.111	1.124	1.124	1.116	1.110	1.103	1.125	1.117	1.122
Ca	0.109	0.101	0.100	0.093	0.092	0.091	0.096	0.101	0.093	0.096	0.097	0.097	0.094	0.091	0.099	0.099	0.093	0.102
Sum	7.997	8.000	7.994	7.993	7.976	7.977	7.961	7.991	8.000	7.978	8.000	8.000	7.995	7.959	7.991	7.982	7.985	7.972
alm	0.560	0.559	0.569	0.566	0.570	0.568	0.565	0.572	0.569	0.567	0.570	0.570	0.575	0.565	0.574	0.567	0.568	0.564
prp	0.386	0.389	0.381	0.383	0.381	0.382	0.383	0.375	0.382	0.381	0.377	0.377	0.376	0.383	0.373	0.381	0.382	0.384
sps	0.017	0.017	0.016	0.019	0.018	0.019	0.018	0.019	0.018	0.019	0.020	0.020	0.017	0.020	0.020	0.018	0.018	0.017
grs	0.037	0.034	0.034	0.031	0.032	0.031	0.033	0.034	0.031	0.033	0.033	0.033	0.032	0.031	0.033	0.034	0.032	0.035
XMg	0.408	0.410	0.401	0.404	0.401	0.402	0.404	0.396	0.402	0.402	0.398	0.398	0.396	0.404	0.394	0.402	0.403	0.405

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
38.81	39.47	39.69	39.04	39.11	39.08	38.94	38.94	39.03	38.54	39.46	39.23	39.45	39.21	39.78	36.79	36.22	39.31	38.56
0.07	0.07	0	0.06	0.01	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.06	0.03	0.04	0.01	0.02	0	0.03	0.03	0.05
23.16	22.75	23.11	22.47	22.47	22.87	22.75	22.75	23.44	24.11	22.79	22.9	22.84	22.92	22.73	27.16	30.19	23.02	24.08
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.49	0
25.53	26.09	26.28	26.19	25.34	25.54	26	26	25.81	25.54	26.07	26.03	25.22	26.25	25.89	24.46	24.21	26.56	26.01
0.84	0.79	0.71	0.79	0.8	0.84	0.86	0.86	0.84	0.81	0.82	0.82	0.83	0.85	0.83	0.79	0.8	0.82	0.73
9.88	9.89	10.01	10.09	10.08	10.06	10.1	10.1	10.15	9.87	10.01	10.13	9.95	10.17	9.86	9.57	8.95	10.19	9.82
1.21	1.1	1.18	1.14	1.16	1.12	1.23	1.23	1.17	1.2	1.21	1.17	1.19	1.1	1.16	1.13	1.11	1.15	1.21
99.49	100.16	100.97	99.78	98.99	99.58	99.96	99.96	100.5	100.1	100.42	100.31	99.5	100.51	100.28	99.9	101.51	101.53	100.47
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.971	3.003	2.995	2.989	3.006	2.988	2.975	2.975	2.959	2.931	2.996	2.983	3.011	2.978	3.019	2.791	2.694	2.962	2.927
0.004	0.004	0.000	0.003	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003
2.090	2.041	2.056	2.028	2.036	2.061	2.049	2.049	2.095	2.161	2.040	2.053	2.055	2.052	2.034	2.428	2.647	2.045	2.155
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000
1.635	1.661	1.659	1.677	1.629	1.633	1.661	1.661	1.637	1.624	1.656	1.655	1.610	1.668	1.644	1.552	1.506	1.674	1.651
0.054	0.051	0.045	0.051	0.052	0.054	0.056	0.056	0.054	0.052	0.053	0.053	0.054	0.055	0.054	0.051	0.051	0.052	0.047
1.128	1.122	1.126	1.151	1.155	1.146	1.150	1.150	1.146	1.118	1.133	1.148	1.131	1.151	1.116	1.082	0.993	1.145	1.111
0.099	0.089	0.095	0.094	0.095	0.092	0.101	0.101	0.095	0.098	0.099	0.095	0.097	0.089	0.094	0.092	0.088	0.093	0.098
7.980	7.972	7.977	7.993	7.975	7.978	7.996	7.996	7.990	7.987	7.980	7.989	7.960	7.995	7.962	7.995	7.981	8.000	7.993
0.561	0.568	0.567	0.564	0.556	0.558	0.560	0.560	0.558	0.562	0.563	0.561	0.557	0.563	0.565	0.559	0.571	0.565	0.568
0.387	0.384	0.385	0.387	0.394	0.392	0.387	0.387	0.391	0.387	0.385	0.389	0.391	0.388	0.384	0.390	0.376	0.386	0.382
0.019	0.017	0.015	0.017	0.018	0.018	0.019	0.019	0.018	0.018	0.018	0.018	0.019	0.019	0.019	0.018	0.019	0.018	0.016
0.034	0.030	0.032	0.032	0.032	0.031	0.034	0.034	0.032	0.034	0.034	0.032	0.034	0.030	0.032	0.033	0.033	0.031	0.034
0.408	0.403	0.404	0.407	0.415	0.412	0.409	0.409	0.412	0.408	0.406	0.410	0.413	0.408	0.404	0.411	0.397	0.406	0.402

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
39.52	39.45	39.53	34.47	38.29	26.09	39.14	39.1	38.9	39.47	38.96	39	38.81
0.03	0.07	0.08	0	0.05	0.08	0.11	0.05	0.08	0.08	0.07	0.13	0.08
23.01	22.92	22.97	31.86	23.82	51.89	22.7	22.54	22.76	22.64	22.52	22.82	22.63
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25.91	26.69	25.91	22.5	25.55	16.88	25.78	26.25	25.36	25.37	25.8	25.55	25.79
0.8	0.83	0.86	0.74	0.77	0.63	0.8	0.84	0.86	0.87	0.77	0.84	0.77
9.93	9.94	10.02	8.66	10.05	6.09	10.11	10.08	9.98	10.02	10	10.05	9.96
1.21	1.21	1.15	1.16	1.18	0.88	1.21	1.18	1.21	1.24	1.21	1.31	1.25
100.41	101.12	100.52	99.4	99.7	102.54	99.85	100.04	99.15	99.69	99.35	99.69	99.29
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.997	2.984	2.995	2.604	2.926	1.856	2.988	2.987	2.987	3.011	2.991	2.981	2.982
0.002	0.004	0.005	0.000	0.003	0.004	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.008	0.005
2.057	2.043	2.052	2.837	2.146	4.350	2.043	2.030	2.061	2.036	2.039	2.056	2.050
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
1.643	1.688	1.642	1.421	1.633	1.004	1.646	1.677	1.628	1.618	1.657	1.633	1.658
0.051	0.053	0.055	0.047	0.050	0.038	0.052	0.054	0.056	0.056	0.050	0.054	0.050
1.123	1.120	1.132	0.975	1.145	0.646	1.150	1.147	1.143	1.139	1.144	1.144	1.141
0.098	0.098	0.093	0.094	0.096	0.067	0.099	0.097	0.099	0.102	0.100	0.107	0.103
7.972	7.991	7.974	7.978	7.998	7.965	7.984	7.995	7.978	7.967	7.985	7.983	7.988
0.564	0.570	0.562	0.560	0.558	0.572	0.559	0.564	0.556	0.555	0.562	0.556	0.562
0.385	0.379	0.387	0.384	0.392	0.368	0.390	0.386	0.391	0.391	0.388	0.389	0.387
0.017	0.018	0.019	0.019	0.017	0.022	0.018	0.018	0.019	0.019	0.017	0.018	0.017
0.034	0.033	0.032	0.037	0.033	0.038	0.034	0.033	0.034	0.035	0.034	0.036	0.035
0.406	0.399	0.408	0.407	0.412	0.392	0.411	0.406	0.412	0.413	0.408	0.412	0.408

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample CAI-13A1 grão 1																		
Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	38.16	38.64	38.97	38.60	38.80	38.13	38.45	37.82	38.90	39.05	38.23	38.58	38.22	38.68	38.19	38.42	38.29	38.48
TiO2	0.06	0.03	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.04	0.04	0.05	0.05
Al2O3	22.73	23.80	22.81	22.97	22.82	22.73	22.56	22.84	22.93	22.95	22.76	22.50	22.55	22.24	22.48	22.62	22.28	22.77
Fe2O3	1.23	0.39	1.40	1.61	1.87	2.39	1.35	2.33	1.51	1.15	1.74	1.71	2.22	1.04	2.45	1.42	1.47	1.72
FeO	25.51	26.37	26.55	26.30	26.15	24.89	25.52	24.90	25.89	26.06	25.35	25.83	25.36	25.98	25.61	25.57	25.57	26.06
MnO	0.35	0.35	0.36	0.36	0.37	0.37	0.34	0.35	0.38	0.32	0.35	0.35	0.40	0.34	0.36	0.42	0.36	0.38
MgO	10.33	10.17	10.29	10.10	10.33	10.48	10.32	10.35	10.41	10.46	10.33	10.47	10.40	10.41	10.29	10.34	10.32	10.22
CaO	1.10	1.07	1.10	1.16	1.14	1.32	1.35	1.22	1.31	1.31	1.27	1.00	1.11	1.07	1.07	1.20	1.16	1.08
Totals	99.35	100.78	101.41	100.94	101.29	100.11	99.77	99.58	101.18	101.18	99.87	100.30	100.06	99.66	100.25	99.89	99.37	100.59
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.932	2.925	2.942	2.927	2.931	2.908	2.943	2.900	2.937	2.946	2.923	2.940	2.919	2.965	2.916	2.938	2.945	2.927
Ti	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.003
Al	2.059	2.124	2.030	2.054	2.033	2.043	2.035	2.064	2.041	2.042	2.051	2.021	2.031	2.010	2.023	2.039	2.020	2.042
Fe3	0.071	0.022	0.079	0.092	0.106	0.137	0.077	0.134	0.086	0.065	0.100	0.098	0.127	0.060	0.141	0.081	0.085	0.099
Fe2	1.639	1.670	1.676	1.668	1.652	1.588	1.633	1.596	1.635	1.645	1.621	1.646	1.621	1.666	1.636	1.635	1.645	1.658
Mn	0.023	0.022	0.023	0.023	0.023	0.024	0.022	0.023	0.024	0.020	0.022	0.023	0.026	0.022	0.024	0.027	0.023	0.025
Mg	1.183	1.148	1.157	1.141	1.163	1.191	1.178	1.182	1.171	1.176	1.177	1.189	1.184	1.189	1.171	1.179	1.183	1.159
Ca	0.091	0.087	0.089	0.094	0.092	0.108	0.111	0.100	0.106	0.106	0.104	0.082	0.091	0.088	0.087	0.099	0.096	0.088
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
alm	0.558	0.571	0.569	0.570	0.564	0.546	0.555	0.550	0.557	0.558	0.554	0.560	0.555	0.562	0.561	0.556	0.558	0.566
prp	0.403	0.392	0.393	0.390	0.397	0.409	0.400	0.407	0.399	0.399	0.403	0.404	0.405	0.401	0.401	0.401	0.401	0.396
sps	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008	0.008	0.007	0.008	0.008	0.009	0.007	0.008	0.009	0.008	0.009
grs	0.031	0.030	0.030	0.032	0.031	0.037	0.038	0.034	0.036	0.036	0.036	0.028	0.031	0.030	0.030	0.034	0.033	0.030
XMg	0.419	0.407	0.408	0.406	0.413	0.429	0.419	0.425	0.417	0.417	0.421	0.419	0.422	0.416	0.417	0.419	0.418	0.411

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample CAI-13-A1 grão 2																	
22	Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
37.81	SiO2	38.38	38.03	37.93	38.16	36.13	38.43	38.36	38.03	37.87	37.80	38.19	38.01	38.21	38.11	38.55	38.23
0.07	TiO2	0.05	0.06	0.00	0.02	0.05	0.01	0.08	0.07	0.02	0.01	0.07	0.06	0.00	0.03	0.01	0.00
22.36	Al2O3	22.53	22.42	22.16	22.42	26.03	22.53	22.30	22.42	22.38	22.58	22.22	22.26	22.27	22.62	22.39	22.50
1.72	Fe2O3	0.95	1.29	1.81	1.16	0.55	0.22	1.37	1.57	1.37	2.12	0.33	1.29	0.53	1.95	0.48	1.11
25.51	FeO	25.94	25.13	25.13	25.10	24.60	25.77	25.39	25.10	24.89	24.69	26.03	25.90	26.20	25.76	26.75	26.61
0.36	MnO	0.36	0.32	0.32	0.35	0.32	0.33	0.34	0.33	0.33	0.27	0.32	0.34	0.38	0.38	0.33	0.32
10.10	MgO	10.33	10.49	10.40	10.58	9.53	10.39	10.55	10.48	10.35	10.63	10.13	10.10	9.96	10.11	9.89	9.79
1.09	CaO	0.94	1.06	1.06	1.04	1.03	1.05	1.09	1.10	1.26	1.01	1.04	0.98	1.06	1.11	1.09	1.03
98.86	Totals	99.39	98.67	98.64	98.71	98.19	98.71	99.34	98.94	98.32	98.90	98.30	98.82	98.57	99.89	99.44	99.49
12	Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.926	Si	2.949	2.938	2.936	2.945	2.794	2.968	2.946	2.932	2.936	2.912	2.968	2.943	2.966	2.920	2.969	2.946
0.004	Ti	0.003	0.003	0.000	0.001	0.003	0.001	0.004	0.004	0.001	0.001	0.004	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000
2.040	Al	2.041	2.042	2.022	2.040	2.374	2.051	2.019	2.038	2.046	2.051	2.036	2.032	2.038	2.043	2.033	2.044
0.100	Fe3	0.055	0.075	0.105	0.067	0.032	0.013	0.079	0.091	0.080	0.123	0.019	0.075	0.031	0.113	0.028	0.064
1.651	Fe2	1.667	1.624	1.627	1.620	1.591	1.664	1.631	1.619	1.614	1.591	1.692	1.677	1.701	1.651	1.723	1.715
0.024	Mn	0.024	0.021	0.021	0.023	0.021	0.022	0.022	0.021	0.022	0.018	0.021	0.022	0.025	0.025	0.022	0.021
1.165	Mg	1.184	1.208	1.200	1.217	1.099	1.195	1.208	1.205	1.197	1.221	1.173	1.165	1.152	1.155	1.135	1.125
0.090	Ca	0.077	0.088	0.088	0.086	0.086	0.087	0.090	0.091	0.105	0.083	0.087	0.082	0.088	0.091	0.090	0.085
8	Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
0.563	alm	0.565	0.552	0.554	0.550	0.569	0.561	0.553	0.551	0.549	0.546	0.569	0.569	0.573	0.565	0.580	0.582
0.398	prp	0.401	0.411	0.409	0.413	0.393	0.403	0.409	0.410	0.407	0.419	0.395	0.395	0.388	0.395	0.382	0.382
0.008	sps	0.008	0.007	0.007	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.008	0.009	0.007	0.007
0.031	grs	0.026	0.030	0.030	0.029	0.031	0.029	0.030	0.031	0.036	0.028	0.029	0.028	0.030	0.031	0.030	0.029
0.414	XMg	0.415	0.427	0.424	0.429	0.409	0.418	0.426	0.427	0.426	0.434	0.409	0.410	0.404	0.412	0.397	0.396

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample	CAI-33	grão 1																
Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	39.09	39.48	39.11	39.48	39.14	39.12	39.15	39.31	38.94	39.07	38.96	39.13	39.09	39.03	39.26	39.35	39.79	37.76
TiO2	0.01	0.07	0.07	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00
Al2O3	22.90	22.67	22.96	23.12	22.58	22.88	22.67	22.78	22.44	22.53	22.59	22.54	22.64	22.84	22.79	22.95	22.74	22.61
Fe2O3	0.93	0.00	0.00	0.26	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	0.01
FeO	26.12	26.10	26.64	26.93	25.99	26.51	25.74	25.65	25.70	26.56	25.39	25.41	25.17	25.81	25.62	26.11	25.67	26.34
MnO	0.55	0.51	0.57	0.57	0.57	0.59	0.49	0.51	0.57	0.60	0.58	0.54	0.49	0.56	0.57	0.56	0.56	0.48
MgO	10.37	10.02	10.15	10.22	10.22	10.15	10.23	10.37	10.31	10.07	10.16	10.18	10.06	10.32	10.31	10.06	10.21	9.53
CaO	1.23	1.12	1.09	1.17	1.20	1.19	1.18	1.25	1.27	1.18	1.26	1.13	1.17	1.11	1.14	1.25	1.21	1.05
Totals	101.12	99.96	100.60	101.75	99.71	100.43	99.47	99.88	99.23	100.03	98.93	98.97	98.65	99.68	99.69	100.33	100.19	97.78
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.953	3.007	2.970	2.967	2.992	2.975	2.995	2.993	2.990	2.986	2.995	3.005	3.007	2.981	2.994	2.988	3.017	2.956
Ti	0.000	0.004	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	2.040	2.036	2.056	2.049	2.035	2.052	2.044	2.045	2.032	2.030	2.047	2.040	2.053	2.057	2.050	2.055	2.033	2.087
Fe3	0.053	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.651	1.663	1.692	1.693	1.662	1.686	1.647	1.633	1.651	1.698	1.632	1.632	1.619	1.649	1.635	1.659	1.628	1.725
Mn	0.035	0.033	0.037	0.037	0.037	0.038	0.032	0.033	0.037	0.039	0.038	0.035	0.032	0.037	0.037	0.036	0.036	0.032
Mg	1.168	1.137	1.149	1.145	1.164	1.151	1.167	1.177	1.180	1.147	1.165	1.165	1.153	1.175	1.172	1.139	1.154	1.112
Ca	0.099	0.091	0.089	0.094	0.099	0.097	0.096	0.102	0.104	0.097	0.104	0.093	0.096	0.091	0.093	0.102	0.098	0.088
Sum	8.000	7.971	7.998	8.000	7.989	7.999	7.982	7.984	7.994	7.998	7.981	7.973	7.964	7.990	7.981	7.982	7.966	8.000
alm	0.559	0.569	0.570	0.570	0.561	0.567	0.560	0.554	0.556	0.570	0.555	0.558	0.558	0.559	0.557	0.565	0.558	0.583
prp	0.396	0.389	0.387	0.386	0.393	0.387	0.397	0.400	0.397	0.385	0.396	0.398	0.398	0.398	0.399	0.388	0.396	0.376
sps	0.012	0.011	0.012	0.012	0.012	0.013	0.011	0.011	0.012	0.013	0.013	0.012	0.011	0.013	0.013	0.012	0.012	0.011
grs	0.034	0.031	0.030	0.032	0.033	0.033	0.033	0.035	0.035	0.033	0.035	0.032	0.033	0.031	0.032	0.035	0.034	0.030
XMg	0.414	0.406	0.404	0.403	0.412	0.406	0.415	0.419	0.417	0.403	0.417	0.417	0.416	0.416	0.418	0.407	0.415	0.392

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
38.80	38.91	39.16	39.42	38.84	39.48	39.48	39.46	39.62	39.62	39.53	39.25	39.45	39.23	39.18	39.92	39.45	39.37
0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.01	0.02	0.06	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.09	0.05	0.06	0.08	0.04
22.80	22.77	22.93	22.81	23.05	22.59	22.79	22.78	22.68	22.79	22.82	22.66	22.85	22.77	22.81	22.48	22.82	22.32
1.02	0.06	0.00	0.00	1.03	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
25.90	26.19	26.46	26.56	26.34	25.87	25.43	26.16	25.99	26.03	25.81	25.95	26.48	26.71	25.60	25.66	25.87	25.43
0.61	0.50	0.60	0.62	0.61	0.47	0.59	0.52	0.62	0.60	0.59	0.63	0.64	0.48	0.58	0.61	0.51	0.49
10.32	10.28	10.17	10.08	10.12	9.95	10.27	10.24	10.03	10.03	9.99	9.88	10.10	10.20	10.40	10.23	10.38	10.20
1.16	1.18	1.16	1.15	1.15	1.15	1.17	1.22	1.13	1.19	1.16	1.17	1.20	1.21	1.16	1.18	1.16	1.27
100.50	99.87	100.49	100.70	101.07	99.52	99.75	100.43	100.11	100.32	99.94	99.61	100.78	100.70	99.78	100.14	100.27	99.11
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.949	2.973	2.976	2.989	2.940	3.017	3.006	2.994	3.013	3.006	3.008	3.002	2.989	2.978	2.987	3.029	2.993	3.019
0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.005	0.002
2.044	2.051	2.054	2.039	2.057	2.035	2.046	2.038	2.033	2.039	2.047	2.043	2.040	2.037	2.050	2.011	2.041	2.017
0.058	0.003	0.000	0.000	0.059	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
1.646	1.674	1.681	1.684	1.668	1.653	1.619	1.660	1.653	1.652	1.642	1.660	1.677	1.696	1.632	1.628	1.641	1.631
0.039	0.032	0.039	0.040	0.039	0.030	0.038	0.034	0.040	0.039	0.038	0.041	0.041	0.031	0.038	0.039	0.033	0.032
1.169	1.171	1.152	1.139	1.142	1.134	1.165	1.158	1.137	1.135	1.133	1.127	1.140	1.153	1.181	1.157	1.174	1.165
0.094	0.096	0.095	0.093	0.093	0.094	0.095	0.099	0.092	0.097	0.095	0.096	0.098	0.098	0.094	0.096	0.094	0.105
8.000	8.000	7.997	7.988	8.000	7.965	7.971	7.984	7.969	7.971	7.966	7.972	7.988	7.999	7.985	7.963	7.982	7.970
0.558	0.563	0.567	0.570	0.567	0.568	0.555	0.563	0.566	0.565	0.565	0.568	0.567	0.570	0.554	0.558	0.558	0.556
0.397	0.394	0.388	0.385	0.388	0.390	0.399	0.392	0.389	0.388	0.390	0.385	0.386	0.387	0.401	0.396	0.399	0.397
0.013	0.011	0.013	0.014	0.013	0.010	0.013	0.012	0.014	0.013	0.013	0.014	0.014	0.010	0.013	0.013	0.011	0.011
0.032	0.032	0.032	0.031	0.032	0.032	0.033	0.034	0.031	0.033	0.033	0.033	0.033	0.033	0.032	0.033	0.032	0.036
0.415	0.412	0.407	0.403	0.406	0.407	0.418	0.411	0.408	0.407	0.408	0.404	0.405	0.405	0.420	0.415	0.417	0.417

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Sample	CAI-33	grão 2															
Min	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO2	39.10	39.43	39.49	39.28	39.37	39.18	39.61	39.61	39.34	39.77	38.03	39.19	39.31	39.50	38.95	38.60	31.47
TiO2	0.06	0.11	0.02	0.07	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.02	0.06	0.04	0.08	0.03
Al2O3	22.59	22.88	22.82	22.63	22.58	22.97	23.02	23.02	22.75	22.84	24.56	22.77	22.85	22.56	22.24	21.81	37.69
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	0.00
FeO	26.21	26.51	25.70	26.03	25.42	25.62	26.36	26.36	26.24	26.28	23.99	25.24	26.10	25.64	25.59	25.34	20.20
MnO	0.60	0.55	0.57	0.58	0.64	0.60	0.53	0.53	0.63	0.51	0.55	0.53	0.58	0.53	0.58	0.55	0.45
MgO	10.12	10.48	10.29	10.31	10.29	10.36	10.35	10.35	10.22	10.21	8.83	10.36	10.37	10.21	10.16	9.33	7.72
CaO	1.17	1.10	1.08	1.15	1.19	1.22	1.10	1.10	1.20	1.19	1.13	1.16	1.15	1.10	1.10	1.06	1.11
Totals	99.85	101.07	99.96	100.06	99.59	99.99	100.98	100.98	100.38	100.82	97.12	99.29	100.36	99.61	98.65	96.76	98.67
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.988	2.977	3.002	2.992	3.005	2.981	2.989	2.989	2.990	3.004	2.955	2.996	2.985	3.014	3.006	3.036	2.366
Ti	0.003	0.006	0.001	0.004	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.004	0.002	0.005	0.002
Al	2.036	2.037	2.046	2.032	2.032	2.060	2.048	2.048	2.038	2.034	2.250	2.052	2.045	2.029	2.023	2.023	3.341
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.676	1.674	1.634	1.658	1.623	1.630	1.664	1.664	1.668	1.661	1.559	1.614	1.657	1.636	1.651	1.666	1.270
Mn	0.039	0.035	0.037	0.038	0.041	0.039	0.034	0.034	0.040	0.032	0.036	0.034	0.037	0.034	0.038	0.037	0.029
Mg	1.153	1.180	1.166	1.171	1.171	1.175	1.164	1.164	1.157	1.149	1.022	1.181	1.173	1.161	1.169	1.094	0.866
Ca	0.096	0.089	0.088	0.094	0.097	0.099	0.089	0.089	0.098	0.097	0.094	0.095	0.093	0.090	0.091	0.089	0.090
Sum	7.991	7.998	7.974	7.988	7.974	7.986	7.987	7.987	7.991	7.978	7.918	7.975	7.992	7.968	7.980	7.949	7.962
alm	0.565	0.562	0.559	0.560	0.554	0.554	0.564	0.564	0.563	0.565	0.575	0.552	0.560	0.560	0.560	0.577	0.563
prp	0.389	0.396	0.399	0.395	0.399	0.399	0.394	0.394	0.390	0.391	0.377	0.404	0.396	0.397	0.396	0.379	0.384
sps	0.013	0.012	0.013	0.013	0.014	0.013	0.012	0.012	0.013	0.011	0.013	0.012	0.013	0.012	0.013	0.013	0.013
grs	0.032	0.030	0.030	0.032	0.033	0.034	0.030	0.030	0.033	0.033	0.035	0.032	0.031	0.031	0.031	0.031	0.040
XMg	0.408	0.413	0.416	0.414	0.419	0.419	0.412	0.412	0.410	0.409	0.396	0.423	0.414	0.415	0.415	0.396	0.405

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Min	CAI-43	grão 1																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
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
Fe2O3	0.19	1.60	1.60	1.84	2.16	1.93	2.09	1.53	2.07	1.57	1.31	2.52	1.50	1.58	1.44	0.19	0.67	1.30
FeO	30.24	27.55	27.55	26.71	26.05	25.87	26.11	26.30	26.39	26.79	26.60	25.83	26.29	26.26	26.56	27.99	28.76	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	1.04	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
Totals	100.11	100.97	100.97	101.45	101.31	100.14	101.20	101.27	101.34	101.09	101.63	101.46	100.75	100.43	99.97	100.50	101.33	98.89
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.970	2.931	2.931	2.923	2.923	2.929	2.929	2.947	2.930	2.944	2.951	2.903	2.936	2.929	2.934	2.983	2.953	2.945
Ti	0.000	0.004	0.004	0.011	0.005	0.007	0.007	0.005	0.004	0.007	0.005	0.003	0.002	0.004	0.006	0.002	0.004	0.004
Al	2.049	2.038	2.038	2.026	2.020	2.016	2.008	2.010	2.014	2.008	2.013	2.043	2.038	2.043	2.037	2.018	2.048	2.026
Fe3	0.011	0.092	0.092	0.105	0.123	0.111	0.120	0.087	0.118	0.090	0.075	0.144	0.086	0.091	0.084	0.011	0.038	0.077
Fe2	1.978	1.767	1.767	1.698	1.656	1.664	1.662	1.672	1.679	1.710	1.685	1.639	1.680	1.684	1.714	1.802	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	0.063	0.063	0.064	0.061	0.068	0.069	0.066
Mg	0.760	0.955	0.955	1.022	1.051	1.049	1.050	1.047	1.038	1.030	1.051	1.050	1.031	1.024	1.006	0.962	0.885	0.883
Ca	0.168	0.153	0.153	0.161	0.157	0.159	0.160	0.171	0.155	0.153	0.158	0.155	0.164	0.160	0.159	0.154	0.158	0.160
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
alm	0.666	0.602	0.602	0.579	0.566	0.567	0.566	0.566	0.572	0.579	0.570	0.564	0.572	0.574	0.583	0.603	0.624	0.624
prp	0.256	0.325	0.325	0.348	0.359	0.357	0.358	0.355	0.354	0.349	0.356	0.361	0.351	0.349	0.342	0.322	0.299	0.299
sps	0.022	0.020	0.020	0.018	0.022	0.022	0.022	0.021	0.021	0.020	0.021	0.022	0.021	0.022	0.021	0.023	0.023	0.022
grs	0.076	0.077	0.077	0.084	0.084	0.084	0.085	0.090	0.082	0.080	0.083	0.083	0.086	0.084	0.082	0.076	0.076	0.077
XMg	0.278	0.351	0.351	0.376	0.388	0.387	0.387	0.385	0.382	0.376	0.384	0.390	0.380	0.378	0.370	0.348	0.324	0.324

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Min	CAI-43	grão 2																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	37.67	38.43	38.35	38.62	38.22	38.5	38.27	38.5	35.41	38.25	38.44	38.67	38.31	38.62	38.46	38.53	38.39	38.42
TiO2	0.03	0.05	0.01	0.06	0.07	0.12	0.14	0.12	0.09	0.09	0.16	0.14	0.09	0.11	0.16	0.12	0.1	0.06
Al2O3	23.96	22.52	22.7	22.47	22.28	22.33	22.4	22.39	26.6	22.23	22.36	22.42	22.2	22.47	22.38	22.41	22.37	22.47
Fe2O3	1.29	1.4	0.87	1.33	1.03	0.81	2.09	2.02	2.25	2.36	1.54	1.85	1.81	1.28	1.72	2.19	1.31	1.02
FeO	25.58	26.24	26.76	26.17	25.99	26.31	26.07	26.24	23.89	25.54	25.82	26.48	26.02	26.28	25.86	25.72	26.23	25.75
MnO	0.97	0.95	0.9	1.04	0.88	0.98	0.98	0.98	0.96	1.05	0.94	0.94	1.04	1.03	1.03	0.96	0.88	0.99
MgO	8.84	8.99	8.75	9.13	9.14	9.11	9.1	9.28	8.52	9.34	9.36	9.21	9.12	9.19	9.35	9.41	9.12	9.31
CaO	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	2	2	2.12	2.05	2.06
Totals	100.36	100.6	100.29	100.83	99.54	100.11	100.88	101.16	99.35	100.64	100.52	101.49	100.41	100.86	100.79	101.24	100.31	99.98
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.881	2.941	2.947	2.948	2.952	2.959	2.923	2.931	2.724	2.925	2.939	2.936	2.939	2.946	2.935	2.927	2.945	2.95
Ti	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.007	0.008	0.007	0.005	0.005	0.009	0.008	0.005	0.006	0.009	0.007	0.006	0.003
Al	2.161	2.032	2.056	2.022	2.028	2.023	2.017	2.009	2.412	2.004	2.016	2.006	2.008	2.021	2.014	2.007	2.023	2.035
Fe3	0.074	0.08	0.05	0.076	0.06	0.047	0.12	0.115	0.13	0.136	0.088	0.105	0.104	0.074	0.099	0.125	0.075	0.059
Fe2	1.637	1.68	1.719	1.67	1.679	1.691	1.665	1.671	1.537	1.633	1.651	1.682	1.669	1.677	1.651	1.634	1.683	1.654
Mn	0.063	0.062	0.059	0.067	0.058	0.064	0.064	0.063	0.063	0.068	0.061	0.061	0.067	0.066	0.066	0.062	0.057	0.064
Mg	1.008	1.026	1.002	1.038	1.052	1.043	1.036	1.053	0.976	1.064	1.067	1.042	1.043	1.045	1.063	1.066	1.042	1.065
Ca	0.176	0.177	0.167	0.175	0.167	0.167	0.167	0.151	0.154	0.165	0.169	0.16	0.165	0.164	0.164	0.172	0.168	0.17
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
alm	0.568	0.570	0.583	0.566	0.568	0.570	0.568	0.569	0.563	0.557	0.560	0.571	0.567	0.568	0.561	0.557	0.571	0.560
prp	0.350	0.348	0.340	0.352	0.356	0.352	0.353	0.358	0.358	0.363	0.362	0.354	0.354	0.354	0.361	0.363	0.353	0.361
sps	0.022	0.021	0.020	0.023	0.020	0.022	0.022	0.021	0.023	0.023	0.021	0.021	0.023	0.022	0.022	0.021	0.019	0.022
grs	0.061	0.060	0.057	0.059	0.056	0.056	0.057	0.051	0.056	0.056	0.057	0.054	0.056	0.056	0.056	0.059	0.057	0.058
XMg	0.381	0.379	0.368	0.383	0.385	0.381	0.384	0.387	0.388	0.395	0.393	0.383	0.385	0.384	0.392	0.395	0.382	0.392

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

19	20	21
38.62	38.47	30.97
0.14	0.07	0.04
22.53	22.68	37.09
0.93	1.63	0.69
26.09	25.55	20.89
0.99	1.02	0.76
9.31	9.36	7.25
2.05	2.17	1.94
100.57	100.79	99.57
12	12	12
2.951	2.931	2.332
0.008	0.004	0.002
2.029	2.037	3.293
0.053	0.093	0.039
1.667	1.628	1.316
0.064	0.066	0.048
1.06	1.063	0.814
0.168	0.177	0.156
8	8	8
0.563	0.555	0.564
0.358	0.362	0.349
0.022	0.022	0.021
0.057	0.060	0.067
0.389	0.395	0.382

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

Min	CAI-62																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	38.87	38.74	39.01	38.93	38.94	39.1	39.1	38.52	39.23	38.74	36.59	39.03	38.79	39.05	38.08	39.44	39.08	38.99
TiO2	0.07	0.06	0.07	0.04	0.1	0.09	0.09	0.05	0.08	0.07	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.07	0.02	0.06
Al2O3	22.77	22.6	22.64	23	22.76	22.6	22.6	22.75	22.71	22.82	28.61	22.81	22.82	22.98	22.34	23.06	23.04	22.83
Fe2O3	1.59	0.66	1.27	1.08	1.21	1.89	1.89	2.6	0.67	1.34	0.25	1.31	1.66	1.69	2.3	0.62	1.59	1.19
FeO	24.49	24.9	24.74	25.05	25.06	25.02	25.02	24.32	25.35	24.6	24.26	24.99	24.71	24.93	24.08	25.81	25.02	25.25
MnO	0.46	0.46	0.56	0.52	0.47	0.49	0.49	0.5	0.58	0.52	0.48	0.53	0.54	0.53	0.54	0.53	0.52	0.57
MgO	11.21	10.96	11.17	10.97	10.93	11.09	11.09	11.04	10.97	11.07	9.88	11.08	11.03	11.09	11	10.87	11.02	10.84
CaO	1.25	1.16	1.17	1.14	1.27	1.22	1.22	1.24	1.17	1.2	1.16	1.13	1.18	1.2	1.06	1.18	1.22	1.19
Totals	100.55	99.46	100.51	100.61	100.63	101.3	101.3	100.78	100.69	100.21	101.29	100.8	100.62	101.36	99.26	101.51	101.34	100.8
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.937	2.96	2.95	2.942	2.945	2.94	2.94	2.91	2.965	2.938	2.73	2.945	2.933	2.931	2.919	2.959	2.934	2.946
Ti	0.004	0.004	0.004	0.002	0.006	0.005	0.005	0.003	0.005	0.004	0.005	0.003	0.003	0.004	0.005	0.004	0.001	0.003
Al	2.029	2.036	2.018	2.049	2.03	2.003	2.003	2.026	2.024	2.04	2.517	2.029	2.034	2.034	2.019	2.039	2.039	2.034
Fe3	0.09	0.038	0.072	0.061	0.069	0.107	0.107	0.148	0.038	0.076	0.014	0.074	0.094	0.095	0.133	0.035	0.09	0.067
Fe2	1.548	1.591	1.565	1.583	1.585	1.573	1.573	1.537	1.602	1.56	1.514	1.577	1.563	1.565	1.544	1.619	1.571	1.595
Mn	0.029	0.03	0.036	0.033	0.03	0.031	0.031	0.032	0.037	0.033	0.03	0.034	0.035	0.033	0.035	0.034	0.033	0.037
Mg	1.262	1.248	1.259	1.236	1.232	1.242	1.242	1.244	1.235	1.251	1.098	1.246	1.243	1.24	1.257	1.215	1.233	1.221
Ca	0.102	0.095	0.095	0.092	0.103	0.098	0.098	0.101	0.095	0.098	0.092	0.092	0.095	0.096	0.087	0.095	0.098	0.096
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
alm	0.526	0.537	0.530	0.538	0.537	0.534	0.534	0.527	0.540	0.530	0.554	0.535	0.532	0.533	0.528	0.546	0.535	0.541
prp	0.429	0.421	0.426	0.420	0.418	0.422	0.422	0.427	0.416	0.425	0.402	0.423	0.423	0.423	0.430	0.410	0.420	0.414
sps	0.010	0.010	0.012	0.011	0.010	0.011	0.011	0.011	0.012	0.011	0.011	0.012	0.012	0.011	0.012	0.011	0.011	0.013
grs	0.035	0.032	0.032	0.031	0.035	0.033	0.033	0.035	0.032	0.033	0.034	0.031	0.032	0.033	0.030	0.032	0.033	0.033
XMg	0.449	0.440	0.446	0.438	0.437	0.441	0.441	0.447	0.435	0.445	0.420	0.441	0.443	0.442	0.449	0.429	0.440	0.434

granada - Complexo Anápolis-Itauçu

20	21	22	23	25	26	27	28	29	30
38.98	38.92	37.58	39.05	39.14	38.68	38.26	38.92	37.98	36.53
0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.12	0.02	0.07	0	0.02
22.82	22.79	22.65	22.91	22.75	22.8	22.46	22.97	22.29	23.52
0.8	1.03	2.32	1.09	0.57	1.53	0.81	0.55	0.93	0
25.12	24.89	23.56	25.19	25.49	27.07	28.33	24.75	29.95	33.13
0.58	0.44	0.54	0.58	0.51	0.57	0.63	0.53	0.8	1.63
10.9	11.05	10.88	10.96	10.83	9.56	8.52	11.05	7.26	3.8
1.18	1.19	1.14	1.12	1.19	1.31	1.27	1.26	1.33	1.24
100.35	100.24	98.44	100.83	100.47	101.49	100.21	100.05	100.45	99.87
12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
2.955	2.951	2.901	2.947	2.965	2.931	2.953	2.953	2.951	2.908
0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.007	0.001	0.004	0	0.001
2.04	2.037	2.061	2.039	2.032	2.037	2.044	2.055	2.043	2.207
0.045	0.059	0.135	0.062	0.032	0.087	0.047	0.031	0.055	0
1.593	1.579	1.521	1.59	1.615	1.716	1.829	1.571	1.947	2.206
0.037	0.029	0.035	0.037	0.033	0.037	0.041	0.034	0.053	0.11
1.232	1.249	1.251	1.232	1.223	1.079	0.98	1.25	0.841	0.451
0.096	0.097	0.094	0.09	0.097	0.106	0.105	0.103	0.111	0.106
8	8	8	8	8	8	8	8	8	7.988
0.539	0.535	0.524	0.539	0.544	0.584	0.619	0.531	0.660	0.768
0.416	0.423	0.431	0.418	0.412	0.367	0.332	0.423	0.285	0.157
0.013	0.010	0.012	0.013	0.011	0.013	0.014	0.011	0.018	0.038
0.032	0.033	0.032	0.031	0.033	0.036	0.036	0.035	0.038	0.037
0.436	0.442	0.451	0.437	0.431	0.386	0.349	0.443	0.302	0.170

ortopiroxênio - Complexo Anápolis-Itauçu

CAI-43													CAI-43			
Sample	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	opx 1	Sample	opx 2	opx 2	opx 2
Min	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	Min	opx	opx	opx
SiO2	48.15	48.96	48.51	48.71	48.36	48.22	48.41	48.41	48.43	48.85	49.27	48.73	SiO2	48.6	49.67	49.14
TiO2	0.04	0.22	0.13	0.07	0.13	0.18	0.13	0.13	0.13	0.15	0.18	0.02	TiO2	0.29	0	0.11
Al2O3	6.51	6.26	6.61	6.72	6.6	7.04	6.95	6.95	6.52	6.09	5.87	5.31	Al2O3	5.88	5.1	5.72
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	0	0	0
Fe2O3	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	Fe2O3	1.99	1.99	1.99
FeO	24.19	24.7	24.62	24.42	23.76	23.83	24.27	24.27	24.13	24.67	25.29	24.31	FeO	22.92	24.55	25.31
MnO	0.33	0.38	0.4	0.38	0.43	0.34	0.34	0.34	0.4	0.33	0.34	0.36	MnO	0.39	0.31	0.41
MgO	19.12	19.42	19.15	19.37	19.23	19.11	19.15	19.15	19.04	19.21	19.11	19.57	MgO	19.47	19.16	19.47
CaO	0.18	0.16	0.14	0.15	0.15	0.12	0.17	0.17	0.17	0.14	0.13	0.19	CaO	0.16	0.16	0.16
Na2O	0.02	0.01	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0.02	Na2O	0.03	0	0.02
K2O	0.02	0	0	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0	0.03	K2O	0.01	0	0
Totals	100.56	102.09	101.56	101.81	100.66	100.84	101.43	101.43	100.82	101.45	102.18	100.53	Totals	99.53	100.95	102.34
Oxygens	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	Oxygens	6	6	6
Si	1.813	1.817	1.81	1.811	1.815	1.805	1.806	1.806	1.817	1.824	1.83	1.837	Si	1.834	1.861	1.825
Ti	0.001	0.006	0.004	0.002	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.001	Ti	0.008	0	0.003
Al	0.289	0.274	0.291	0.295	0.292	0.311	0.305	0.305	0.288	0.268	0.257	0.236	Al	0.261	0.225	0.25
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0
Fe3	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	Fe3	0.057	0.056	0.056
Fe2	0.762	0.767	0.768	0.759	0.746	0.746	0.757	0.757	0.757	0.771	0.786	0.766	Fe2	0.723	0.769	0.786
Mn	0.011	0.012	0.012	0.012	0.014	0.011	0.011	0.011	0.013	0.011	0.011	0.012	Mn	0.012	0.01	0.013
Mg	1.073	1.074	1.065	1.073	1.075	1.066	1.065	1.065	1.065	1.069	1.058	1.1	Mg	1.095	1.07	1.078
Ca	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005	0.008	Ca	0.006	0.006	0.007
Na	0.001	0.001	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001	0.001	Na	0.002	0	0.002
K	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001	0.001	0	0.001	K	0.001	0	0
Sum	4.014	4.012	4.013	4.012	4.008	4.006	4.011	4.011	4.007	4.01	4.009	4.018	Sum	4	3.998	4.02
XMg	0.58	0.58	0.58	0.59	0.59	0.59	0.58	0.58	0.58	0.58	0.57	0.59	XMg	0.60	0.58	0.58

ortopiroxênio - Complexo Anápolis-Itauçu

												CAI-43				
opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	opx 2 opx	Sample Min	opx 3 opx	opx 3 opx	opx 3 opx	opx 3 opx
48.77	48.63	49.02	49.23	48.35	49.1	49.54	49.5	48.11	49.36	49.16	48.96	SiO2	48.59	48.07	48.23	48.38
0.16	0.16	0.09	0.2	1.04	0.04	0.07	0	0.11	0.16	0.02	0.07	TiO2	0	0.09	0.07	0.13
5.91	6.08	6	5.91	5.24	5.83	5.55	5.89	6.36	5.74	5.99	6.29	Al2O3	6.44	6.71	5.96	6.77
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	0	0	0	0
1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	Fe2O3	1.99	1.99	1.99	1.99
24.82	24.82	24.73	24.8	24.9	25.09	25.35	24.46	24.96	24.9	24.41	24.07	FeO	23.89	23.88	23.06	23.52
0.36	0.4	0.35	0.38	0.33	0.42	0.38	0.41	0.34	0.35	0.38	0.4	MnO	0.4	0.39	0.35	0.4
19.02	19.24	19.41	19.34	19.24	19.1	19.32	19.19	18.83	19.61	19.47	19.15	MgO	19.41	19.1	19.3	19.61
0.17	0.13	0.16	0.19	0.14	0.15	0.13	0.17	0.18	0.16	0.16	0.2	CaO	0.19	0.18	0.17	0.16
0	0.04	0.02	0.01	0.04	0	0.04	0.01	0	0.02	0.01	0	Na2O	0.02	0.03	0.01	0
0	0	0	0.01	0	0	0	0	0.04	0	0	0	K2O	0	0	0	0
101.2	101.48	101.76	102.05	101.27	101.72	102.34	101.62	100.91	102.27	101.59	101.13	Totals	100.94	100.44	99.14	100.97
6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	Oxygens	6	6	6	6
1.828	1.819	1.826	1.829	1.816	1.832	1.838	1.842	1.812	1.83	1.831	1.829	Si	1.819	1.81	1.833	1.807
0.004	0.004	0.002	0.006	0.029	0.001	0.002	0	0.003	0.004	0.001	0.002	Ti	0	0.003	0.002	0.004
0.261	0.268	0.263	0.259	0.232	0.256	0.243	0.258	0.282	0.251	0.263	0.277	Al	0.284	0.298	0.267	0.298
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0
0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	0.056	Fe3	0.056	0.056	0.057	0.056
0.778	0.776	0.77	0.77	0.782	0.783	0.787	0.761	0.786	0.772	0.76	0.752	Fe2	0.748	0.752	0.733	0.735
0.012	0.013	0.011	0.012	0.01	0.013	0.012	0.013	0.011	0.011	0.012	0.013	Mn	0.013	0.012	0.011	0.013
1.063	1.072	1.077	1.07	1.077	1.062	1.068	1.064	1.057	1.083	1.081	1.066	Mg	1.083	1.072	1.093	1.092
0.007	0.005	0.006	0.008	0.006	0.006	0.005	0.007	0.007	0.006	0.006	0.008	Ca	0.008	0.007	0.007	0.007
0	0.003	0.002	0.001	0.003	0	0.003	0.001	0	0.001	0.001	0	Na	0.001	0.002	0.001	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0	0	0	K	0	0	0	0
4.009	4.016	4.013	4.009	4.012	4.01	4.012	4.002	4.017	4.014	4.01	4.003	Sum	4.012	4.012	4.004	4.012
0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.57	0.58	0.59	0.59	XMg	0.59	0.59	0.60	0.60

ortopiroxênio - Complexo Anápolis-Itauçu

CAI-43							
opx 3 opx	opx 3 opx	Sample Min	opx 4 opx	opx 4 opx	opx 4 opx	opx 4 opx	opx 4 opx
48.8	46.99	SiO2	48.3	47.69	47.94	48.62	48.94
0.18	0.02	TiO2	0.09	0.2	0.11	0.18	0.14
5.7	7.9	Al2O3	5.97	6.8	7.04	6.61	6.39
0	0	Cr2O3	0	0	0	0	0
1.99	1.99	Fe2O3	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99
23.81	24.15	FeO	24.96	23.82	23.85	23.38	23.06
0.38	0.4	MnO	0.35	0.34	0.38	0.33	0.35
19.38	19.49	MgO	18.58	19.17	19.25	18.94	19.77
0.18	0.15	CaO	0.2	0.16	0.18	0.13	0.2
0.04	0	Na2O	0	0.03	0.02	0.02	0.01
0	0.03	K2O	0.01	0	0	0	0
100.47	101.11	Totals	100.46	100.21	100.77	100.2	100.84
6	6	Oxygens	6	6	6	6	6
1.835	1.762	Si	1.827	1.8	1.799	1.827	1.825
0.005	0.001	Ti	0.003	0.006	0.003	0.005	0.004
0.253	0.349	Al	0.266	0.303	0.311	0.293	0.281
0	0	Cr	0	0	0	0	0
0.056	0.056	Fe3	0.057	0.057	0.056	0.056	0.056
0.749	0.757	Fe2	0.79	0.752	0.748	0.735	0.719
0.012	0.013	Mn	0.011	0.011	0.012	0.011	0.011
1.086	1.09	Mg	1.047	1.078	1.077	1.061	1.098
0.007	0.006	Ca	0.008	0.006	0.007	0.005	0.008
0.003	0	Na	0	0.002	0.002	0.001	0
0	0.001	K	0	0	0	0	0
4.007	4.035	Sum	4.009	4.015	4.015	3.994	4.003
0.59	0.59	XMg	0.570	0.589	0.590	0.591	0.604

CAI-13-A1

	RT1N1	RT1N2	RT1N3	RT1N4	RT2N1	RT3N1	RT5N2	1N1	2N1	3N1	3N2	4n1	4N2
TiO2	97.659	98.866	98.902	97.616	96.485	96.418	97.298	95.681	99.099	97.044	97.782	97.641	97.99
SiO2	0.008	0.002	0.01	0.005	0.027	0.02	0.194	0.003	0.015	0.025	0.01	0.007	0.004
Cr2O3	0.139	0.127	0.134	0.133	0.136	0.088	0.065	0.462	0.208	0.276	0.276	0.33	0.329
Al2O3	0.064	0.046	0.062	0.067	0.602	0.079	0.796	0.077	0.05	0.979	0.128	0.105	0.092
Nb2O5	0.521	0.345	0.38	0.533	1.408	0.363	0.35	0.676	0.025	0.432	0.43	0.445	0.475
FeO	0.166	0.116	0.133	0.232	0.354	0.156	0.77	0.069	0.468	0.058	0.055	0.082	0.112
V2O5	0.577	0.579	0.577	0.581	0.743	0.615	0.608	1.225	1.001	0.723	0.745	0.831	0.841
ZrO2	0.445	0.23	0.208	0.455	0.104	0.11	0.51	0.061	0.022	0.334	0.354	0.556	0.591
total	99.579	100.311	100.406	99.622	99.859	97.849	100.591	98.254	100.888	99.871	99.78	99.997	100.434

CAI-13A2

Ti	0.9839	0.9874	0.9868	0.9834	0.97	0.9867	0.9707	0.9756	0.9838	0.9723	0.9821	0.9795	0.979
Si	0.0001	0	0.0001	0.0001	0.0004	0.0003	0.0026	0	0.0002	0.0003	0.0001	0.0001	0.0001
Cr	0.0015	0.0013	0.0014	0.0014	0.0014	0.0009	0.0007	0.0049	0.0022	0.0029	0.0029	0.0035	0.0035
Al	0.001	0.0007	0.001	0.0011	0.0095	0.0013	0.0124	0.0012	0.0008	0.0154	0.002	0.0016	0.0014
Nb	0.0032	0.0021	0.0023	0.0032	0.0085	0.0022	0.0021	0.0041	0.0001	0.0026	0.0026	0.0027	0.0029
Fe	0.0019	0.0013	0.0015	0.0026	0.004	0.0018	0.0085	0.0008	0.0052	0.0006	0.0006	0.0009	0.0012
V	0.0051	0.0051	0.0051	0.0051	0.0066	0.0055	0.0053	0.011	0.0087	0.0064	0.0066	0.0073	0.0074
Zr	0.0029	0.0015	0.0013	0.003	0.0007	0.0007	0.0033	0.0004	0.0001	0.0022	0.0023	0.0036	0.0038
sum	0.9996	0.9994	0.9995	0.9999	1.0011	0.9994	1.0056	0.998	1.0011	1.0027	0.9992	0.9992	0.9993

	CAI-56										CAI-62		
	4N3	5N1	5N2	6N1	1N1	1N2	1N3	2N1	2N2	3N1	3B1	4N1	1N2
TiO2	97.823	95.754	95.726	96.086	99.175	99.771	97.037	99.544	98.918	97.476	98.185	96.017	99.092
SiO2	0.003	0.002	0.015	0.007	0.007	0.008	0.005	0.007	0.168	0.009	0.01	0.01	0.007
Cr2O3	0.327	0.531	0.536	0.248	0.126	0.126	0.132	0.105	0.115	0.077	0.081	0.071	0.223
Al2O3	0.071	0.147	0.095	0.086	0.053	0.096	0.081	0.051	0.672	0.092	0.079	0.037	0.025
Nb2O5	0.442	1.257	1.249	0.585	0.406	0.221	0.082	0.219	0.188	0.337	0.38	0.353	0.049
FeO	0.083	0.238	0.242	0.156	0.215	0.246	0.131	0.095	0.148	0.214	0.15	0.293	0.079
V2O5	0.844	0.815	0.808	0.671	0.833	0.75	0.776	0.809	0.781	0.846	0.838	0.897	0.555
ZrO2	0.551	0.404	0.408	0.226	0.026	0.02	0.035	0.044	0.035	0.029	0.039	0.035	0.005
total	100.144	99.148	99.079	98.065	100.841	101.238	98.279	100.874	101.025	99.08	99.762	97.713	100.035
Ti	0.9799	0.9713	0.9718	0.9825	0.9848	0.9865	0.9876	0.9872	0.9782	0.9848	0.9851	0.9841	0.9909
Si	0	0	0.0002	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0022	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
Cr	0.0034	0.0057	0.0057	0.0027	0.0013	0.0013	0.0014	0.0011	0.0012	0.0008	0.0009	0.0008	0.0023
Al	0.0011	0.0023	0.0015	0.0014	0.0008	0.0015	0.0013	0.0008	0.0104	0.0015	0.0012	0.0006	0.0004
Nb	0.0027	0.0077	0.0076	0.0036	0.0024	0.0013	0.0005	0.0013	0.0011	0.002	0.0023	0.0022	0.0003
Fe	0.0009	0.0027	0.0027	0.0018	0.0024	0.0027	0.0015	0.0011	0.0016	0.0024	0.0017	0.0033	0.0009
V	0.0074	0.0073	0.0072	0.006	0.0073	0.0065	0.0069	0.007	0.0068	0.0075	0.0074	0.0081	0.0049
Zr	0.0036	0.0027	0.0027	0.0015	0.0002	0.0001	0.0002	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003	0.0002	0.000
sum	0.999	0.9997	0.9994	0.9996	0.9993	1.0000	0.9995	0.9989	1.0017	0.9993	0.9990	0.9994	0.9998

	CAI-67									CAI-69			
	1N3	1N4	2N5	2N5-2	3N1	4N1	4N2	5N1	6N2	2N1	3N1	4N1	4N2
TiO2	98.74	95.19	97.158	96.989	95.618	97.197	97.971	96.341	95.638	100.15	96.312	97.346	98.352
SiO2	0.033	0.007	0.011	0.011	0.009	0.008	0.013	0.012	0.017	0.015	0.023	0.008	0.008
Cr2O3	0.193	0.105	0.052	0.051	0.519	0.06	0.068	0.069	0.117	0.097	0.157	0.158	0.161
Al2O3	1.305	0.095	0.073	0.139	0.036	0.213	0.248	0.226	0.068	0.041	0.332	0.033	0.023
Nb2O5	0.018	1.328	0.841	0.829	0.089	0.711	0.666	1.264	0.054	0.06	0.094	0.213	0.21
FeO	0.082	0.863	0.489	0.508	0.115	0.791	0.74	0.757	0.098	0.091	0.194	0.306	0.029
V2O5	0.551	0.609	0.472	0.464	0.521	0.465	0.465	0.55	0.429	0.404	0.727	0.449	0.442
ZrO2	0.008	0.149	0.286	0.222	0.003	0.111	0.101	0.141	0.001	0.021	0.083	0.039	0.046
total	100.93	98.346	99.382	99.213	96.91	99.556	100.272	99.36	96.422	100.879	97.922	98.552	99.271
Ti	0.9763	0.9749	0.9823	0.982	0.9879	0.9812	0.9815	0.9757	0.9921	0.9931	0.9839	0.9896	0.9914
Si	0.0004	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0001	0.0001
Cr	0.002	0.0011	0.0006	0.0005	0.0056	0.0006	0.0007	0.0007	0.0013	0.001	0.0017	0.0017	0.0017
Al	0.0202	0.0015	0.0012	0.0022	0.0006	0.0034	0.0039	0.0036	0.0011	0.0006	0.0053	0.0005	0.0004
Nb	0.0001	0.0082	0.0051	0.005	0.0006	0.0043	0.004	0.0077	0.0003	0.0004	0.0006	0.0013	0.0013
Fe	0.0009	0.0098	0.0055	0.0057	0.0013	0.0089	0.0082	0.0085	0.0011	0.001	0.0022	0.0035	0.0003
V	0.0048	0.0055	0.0042	0.0041	0.0047	0.0041	0.0041	0.0049	0.0039	0.0035	0.0065	0.004	0.0039
Zr	0.000	0.001	0.0019	0.0015	0.000	0.0007	0.0007	0.0009	0	0.0001	0.0006	0.0003	0.0003
sum	1.0047	1.0021	1.0009	1.0011	1.0008	1.0033	1.0033	1.0022	1.0000	0.9999	1.0011	1.0010	0.9994

CAI-40A

	1N1	2N1	3N1	4N1	5N1	5N2	6N1	7N1	1N1	3N1	5N1	1N1
TiO2	99.879	97.872	95.124	97.243	98.868	97.825	98.012	96.876	97.211	96.86	98.893	98.222
SiO2	0.006	0.01	0.013	0.042	0.013	0.009	0.013	0.027	0.007	0.016	0.01	0.01
Cr2O3	0.126	0.106	0.13	0.239	0.076	0.118	0.093	0.113	0.066	0.018	0.024	0.024
Al2O3	0.131	0.037	0.048	0.649	0.053	0.048	0.033	0.063	0.041	0.042	0.051	0.047
Nb2O5	0.341	0.09	0.442	0.216	0.112	0.483	0.057	0.395	0.175	0.098	0.22	0.189
FeO	0.093	0.081	0.128	0.289	0.127	0.159	0.071	0.211	0.375	0.251	0.315	0.138
V2O5	0.566	0.528	0.639	1.014	0.51	0.651	0.588	0.605	0.563	0.38	0.483	0.574
ZrO2	0.074	0.073	0.066	0.035	0.047	0.068	0.056	0.058	0.206	0.041	0.027	0.046
total	101.216	98.797	96.59	99.727	99.806	99.361	98.923	98.348	98.644	97.706	100.023	99.25
Ti	0.9877	0.9911	0.9863	0.9753	0.9911	0.9862	0.991	0.9866	0.9878	0.9924	0.9902	0.9903
Si	0.0001	0.0001	0.0002	0.0006	0.0002	0.0001	0.0002	0.0004	0.0001	0.0002	0.0001	0.0001
Cr	0.0013	0.0011	0.0014	0.0025	0.0008	0.0013	0.001	0.0012	0.0007	0.0002	0.0002	0.0003
Al	0.002	0.0006	0.0008	0.0102	0.0008	0.0008	0.0005	0.001	0.0006	0.0007	0.0008	0.0007
Nb	0.002	0.0005	0.0028	0.0013	0.0007	0.0029	0.0003	0.0024	0.0011	0.0006	0.0013	0.0011
Fe	0.001	0.0009	0.0015	0.0032	0.0014	0.0018	0.0008	0.0024	0.0042	0.0029	0.0035	0.0015
V	0.0049	0.0047	0.0058	0.0089	0.0045	0.0058	0.0052	0.0054	0.005	0.0034	0.0042	0.0051
Zr	0.0005	0.0005	0.0004	0.0002	0.0003	0.0004	0.0004	0.0004	0.0014	0.0003	0.0002	0.0003
sum	0.9995	0.9995	0.9992	1.0022	0.9998	0.9993	0.9994	0.9998	1.0009	1.0007	1.0005	0.9994

espinélio - Complexo Anápolis-Itauçu

	CAI-44	2n	3	4	5	6	7	8 2 1	2 2	2 3	in g 1		2	
SiO2		0	0	0.015	0.027	0	0.008	0.003	0.031	0	0.042	0.015	0	0.025
TiO2		0.038	0.062	0	0.024	0	0	0	0.02	0.042	0.02	0	0.05	0
Al2O3		58.372	57.852	57.724	58.185	58.959	59	58.517	57.664	56.601	55.792	56.128	58.639	57.893
Cr2O3		0.121	0.113	0.108	0.128	0.124	0.055	0.085	0.093	0.014	0.047	0.031	0.135	0.109
FeO		31.063	31.729	31.649	31.192	28.724	30.93	30.262	31.851	34.797	36.754	37.025	31.645	30.741
MnO		0.08	0.055	0.053	0.076	0.063	0.065	0.064	0.109	0.138	0.154	0.16	0.062	0.051
MgO		9.149	8.831	9.287	9.126	9.272	8.808	8.939	9.137	6.215	6.008	5.845	8.781	8.851
ZnO		0.456	0.323	0.45	0.43	0.545	0.468	0.363	0.375	0.405	0.354	0.5	0.526	0.482
Total		99.279	98.965	99.286	99.188	97.687	99.334	98.233	99.28	98.212	99.171	99.704	99.838	98.152
Si		0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ti		0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al		1.894	1.889	1.876	1.891	1.932	1.914	1.916	1.876	1.896	1.862	1.866	1.898	1.902
Cr		0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002
Fe3+		0.101	0.106	0.121	0.104	0.065	0.084	0.082	0.120	0.102	0.134	0.133	0.097	0.095
Fe		0.614	0.629	0.608	0.616	0.603	0.628	0.621	0.615	0.726	0.737	0.740	0.629	0.622
Mn		0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.001	0.001
Mg		0.376	0.365	0.382	0.375	0.384	0.361	0.370	0.376	0.263	0.254	0.246	0.359	0.368
Zn		0.009	0.007	0.009	0.009	0.011	0.010	0.007	0.008	0.009	0.007	0.010	0.011	0.010
sum		3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
XMg		0.380	0.367	0.386	0.379	0.389	0.365	0.374	0.379	0.266	0.256	0.249	0.364	0.372
XMg (no Fe3+)		0.344	0.332	0.343	0.343	0.365	0.337	0.345	0.338	0.242	0.226	0.220	0.331	0.339

espinélio - Complexo Anápolis-Itauçu

	3 CAI-33		2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	0	0.04	0.018	0	0	0.021	0.024	0.07	0	0	0.037
TiO2	0.117	0.022	0	0.022	0.113	0.06	0	0	0.004	0	0.046
Al2O3	57.447	58.518	58.891	59.01	58.799	59.236	58.326	59.055	58.788	59.091	59.534
Cr2O3	0.088	0.208	0.445	0.302	0.692	0.729	0.331	0.416	0.318	0.325	0.401
FeO	30.707	28.795	28.267	27.926	26.544	26.892	28.487	28.784	28.242	28.109	27.28
MnO	0.044	0.052	0.009	0.05	0.012	0.027	0.038	0.024	0.011	0.025	0.044
MgO	8.935	10.316	9.731	9.745	10.923	10.712	10.432	9.745	9.74	9.986	10.288
ZnO	0.571	0.827	1.14	1.314	1.488	1.397	1.155	1.146	1.123	1.177	1.132
Total	97.909	98.778	98.501	98.369	98.571	99.074	98.793	99.24	98.226	98.713	98.762
Si	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	1.893	1.893	1.914	1.919	1.898	1.905	1.887	1.907	1.915	1.914	1.921
Cr	0.002	0.005	0.010	0.007	0.015	0.016	0.007	0.009	0.007	0.007	0.009
Fe3+	0.101	0.099	0.075	0.073	0.082	0.076	0.105	0.080	0.077	0.079	0.066
Fe	0.617	0.561	0.577	0.572	0.526	0.537	0.549	0.580	0.575	0.566	0.558
Mn	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	0.372	0.422	0.400	0.401	0.446	0.436	0.427	0.398	0.401	0.409	0.420
Zn	0.012	0.017	0.023	0.027	0.030	0.028	0.023	0.023	0.023	0.024	0.023
sum	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
XMg	0.376	0.429	0.410	0.412	0.459	0.448	0.437	0.407	0.411	0.419	0.429
XMg (no Fe3+)	0.342	0.390	0.380	0.384	0.423	0.415	0.395	0.376	0.381	0.388	0.402

espinélio - Complexo Anápolis-Itauçu

	11	12 Spl2	CAI-105				1	1	1	2	2	2
SiO2	0	0.047	0.047	0.016	0	0.013	0.029	0.055	0.046	0	0.032	0.04
TiO2	0	0.046	0.112	0.147	0.022	0.131	0	0	0.084	0.089	0	0.087
Al2O3	59.046	58.688	56.264	56.648	56.38	58.045	58.052	58.763	57.853	57.591	57.305	57.185
Cr2O3	0.399	0.359	2.692	2.51	2.492	0.14	0.109	0.046	0.095	0.074	0.095	0.096
FeO	28.39	28.045	23.866	22.906	23.646	33.055	31.74	32.302	32.776	33.644	32.672	34.693
MnO	0.037	0.044	0	0.012	0.052	0.1	0.115	0.142	0.094	0.118	0.083	0.119
MgO	10.355	9.442	9.168	9.492	9.608	7.161	7.538	7.027	7.611	6.829	6.462	6.509
ZnO	1.174	1.45	5.624	5.248	5.345	0.954	1.039	0.928	1.105	1.02	1.006	1.106
Total	99.401	98.121	97.773	96.979	97.545	99.599	98.622	99.263	99.664	99.365	97.655	99.835
Si	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Ti	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002
Al	1.898	1.918	1.871	1.888	1.871	1.905	1.915	1.930	1.894	1.900	1.922	1.886
Cr	0.009	0.008	0.060	0.056	0.055	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe3+	0.093	0.069	0.062	0.048	0.072	0.086	0.081	0.066	0.098	0.095	0.074	0.106
Fe	0.554	0.581	0.501	0.493	0.485	0.684	0.662	0.687	0.663	0.693	0.704	0.706
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
Mg	0.421	0.390	0.386	0.400	0.403	0.297	0.315	0.292	0.315	0.285	0.274	0.272
Zn	0.024	0.030	0.117	0.110	0.111	0.020	0.021	0.019	0.023	0.021	0.021	0.023
sum	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
XMg	0.432	0.402	0.435	0.448	0.454	0.303	0.322	0.298	0.322	0.291	0.280	0.278
XMg (no Fe3+)	0.394	0.375	0.406	0.425	0.420	0.279	0.297	0.279	0.293	0.266	0.261	0.251

espinélio - Complexo Anápolis-Itaçu

2 3+Qtz		CAI-13A2									
0	0	0.088	0.004	0.042	0	0.047	0.029	0.004	0	0	0.042
0	0	0.026	0.108	0.065	0.097	0.026	0.237	0.111	0	0.325	0.069
57.408	56.857	56.925	57.024	52.67	52.088	52.978	52.271	52.399	52.532	52.333	52.363
0.096	0.076	0.08	0.057	6.119	6.743	5.861	6.745	5.913	5.804	5.677	5.777
33.446	31.246	30.571	31.655	21.887	22.565	21.444	22.37	23.551	22.814	23.887	23.929
0.096	0.095	0.059	0.106	0	0.013	0.013	0.008	0.054	0.039	0.031	0.012
6.855	7.51	7.643	7.425	5.247	4.938	5.781	4.937	5.705	5.662	5.652	5.771
1.073	1.008	0.968	0.87	11.753	11.754	11.662	11.869	10.348	10.25	10.554	10.586
98.974	96.792	96.36	97.249	97.783	98.198	97.812	98.466	98.085	97.101	98.459	98.549
0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.005	0.002	0.000	0.007	0.002
1.901	1.911	1.917	1.909	1.829	1.811	1.831	1.812	1.809	1.828	1.803	1.801
0.002	0.002	0.002	0.001	0.143	0.157	0.136	0.157	0.137	0.135	0.131	0.133
0.097	0.088	0.075	0.085	0.023	0.028	0.029	0.019	0.049	0.037	0.052	0.061
0.688	0.657	0.656	0.667	0.516	0.529	0.496	0.532	0.528	0.526	0.532	0.523
0.002	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
0.287	0.319	0.326	0.314	0.231	0.217	0.253	0.217	0.249	0.249	0.246	0.251
0.022	0.021	0.020	0.018	0.256	0.256	0.252	0.258	0.224	0.223	0.228	0.228
3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
0.294	0.327	0.332	0.320	0.309	0.291	0.337	0.289	0.321	0.321	0.316	0.324
0.268	0.300	0.308	0.295	0.299	0.281	0.325	0.282	0.302	0.307	0.297	0.301