

RESSALVA

Alertamos para ausência dos Capítulos IX, X e XI não incluídos pelo(a) autor(a) no arquivo original.

UNESP
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL, METAMÓRFICA E GEOQUÍMICA DA
ZONA INTERNA DA FAIXA BRASÍLIA, A SUL DE GOIÂNIA

Manoel Corrêa da Costa Neto

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Rio Claro - SP

2003

UNESP
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL
CAMPUS DE RIO CLARO

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL, METAMÓRFICA E GEOQUÍMICA DA
ZONA INTERNA DA FAIXA BRASÍLIA, A SUL DE GOIÂNIA

Manoel Corrêa da Costa Neto

Orientador
Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
DPM-IGCE-UNESP

Tese de doutorado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em Geociências -
Área de Concentração em Geologia Regional,
para obtenção do título de doutor em Geociências

Rio Claro - SP

2003

COMISSAO EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
DPM/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Antenor Zanardo
DPM/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Hans Dirk Ebert
DPM/IGCE/UNESP

Prof. Dr. Ciro Teixeira Correia
IGc/USP

Prof. Dr. Gergely Andrés Júlio Szabó
IGc/USP

Aluno
Manoel Corrêa da Costa Neto

Data da Defesa
Rio Claro, 12 de Novembro de 2002.

552

C837c

Costa Neto, Manoel Corrêa da

Caracterização estrutural, metamórfica e geoquímica da
zona interna da Faixa Brasília a sul de Goiânia / Manoel
Corrêa da Costa Neto. – Rio Claro : [s.n.], 2003

134 f. : il., tabs., fots., gráfs. + mapas

Tese (Doutorado) -Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Marcos Aurélio F. de Oliveira

1. Petrologia. 2. Petrologia metamórfica. 3.
Metamorfismo (Geologia). 4. Termobarometria. 5.Geologia
estrutural. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

AGRADECIMENTOS

Sou muito grato à imprescindível colaboração dos Amigos:

Jorge Feola, Julião, Daniel (Espeto).

Aos amigos Luquinha (Paulo César) e Alessandrinha e a todos os colegas que me honraram com suas amizades.

À Laura (Secretaria do IGCE), Nádia e Vânia (Secretaria DPM).

Ao Júnior (laminação), Adilson (Preparação de amostras), Mirtes e Vladimir (Fluorescência Raio X), ao Cesário e D. Sandra.

Aos Professores do DPM/UNESP, especialmente ao Prof. Marcos Aurélio e aos Professores da Banca Examinadora.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados de mapeamento geológico em escala regional, com detalhamentos locais e caracterização estrutural, metamórfica, termobarometria e geoquímica de rochas, nos domínios da zona interna da Faixa Brasília, a sul de Goiânia. Estes estudos indicaram que as rochas da área foram afetadas por uma tectônica compressiva de oeste-sudoeste para leste-nordeste; por metamorfismos de fácies xisto verde, anfibolito à granulito os quais atingiram pressões de 8 à 12 kbares e temperaturas de 420° C à 750° C, com percursos metamórficos horários e anti-horários, descompressão isothermal e esfriamento isobárico. As rochas granitóides registraram assinaturas geoquímicas de granitos tipo "S", peraluminosos e colisionais enquanto que os anfibolitos classificaram-se como basaltos toleíticos, sub-alcalinos com características de basaltos de ilhas oceânicas e cordilheiras meso-oceânicas.

ABSTRACT

This work presents the results of geologic mapping at a regional scale along with local, structural and metamorphic characterization, thermobarometry and geochemistry of rocks in the domains of the internal zone of the Brasília Fold Belt in southern Goiás. These studies indicated that the rocks of the area had been affected by a low angle compressive tectonic from west-southwest to east-northeast, mainly by facies metamorphisms of amphibolite to granulite, with some green schist locally, that attained pressures from 8 to 12 kbars and temperatures from 420° C to 800° C with a clockwise and anti-clockwise metamorphic path, isothermal decompression and isobaric cooling. The granitoid rocks showed geochemical signatures of S-type granites, peraluminous and collisional types. The amphibolite were classified as tholeiitic, sub-alkaline basalts with characteristics of basalts from oceanic islands and mid-oceanic ridge settings.

INTRODUÇÃO

A região objeto do presente trabalho constitui uma parte da zona interna da Faixa Brasília, na região a sul de Goiânia no Estado de Goiás. A área compreende Unidades Geológicas reconhecidas como Grupo Araxá, Sequência vulcano sedimentar Anicuns - Itaberaí, Segmento oeste do Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu, Terrenos do Complexo Granito - gnáissico.

O entendimento da geologia desta porção da Faixa Brasília comporta idéias controvertidas:

- Quanto a existência ou não do Ciclo Orogênico Uruaçuano: alguns autores interpretam a existência de idades de 1,3 Ga como idades metamórficas (Fuck *et al.*, 1989; Correia *et al.*, 1997a, b); enquanto outros a interpretam como idades ígneas originais, indicativa de magmatismo relacionado a *rift* com consequente formação de crosta oceânica (Suita *et al.*, 1994 *apud* Pimentel *et al.*, 2000b; Ferreira Filho & Pimentel, 1999).
- Quanto a idade do Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu, se as suas rochas representam exposições do embasamento Arqueano da Faixa Brasília (Marini *et al.*, 1984; Wolff, 1991; Winge, 1995 *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999); se parte delas são paleoproterozóicas, enquanto o restante das rochas do Complexo Anápolis - Itauçu poderia ser parte da Faixa Brasília, metamorfisada em um grau metamórfico mais alto (Pimentel *et al.*, 2000b).
- Quanto à idade do Grupo Araxá, com alguns autores admitindo uma idade neoproterozóica (**e.g.** Pimentel *et al.*, 2000b), enquanto outros autores sugerem uma idade mais antiga (**e.g.** Lacerda Filho *et al.* 1999).

Esta diversidade de idéias quanto às idades e interpretações que se faz dos arranjos tectônicos propostos tornam mais complexo um trabalho de integração e ordenamento das entidades litotectônicas.

Este trabalho pode fornecer informações significantes para o entendimento de relacionamentos estratigráficos dos litotipos que compoem as unidades geológicas regionais. Estes entendimentos poderiam, deste modo, fornecer subsídios para o esclarecimento dessas controvertidas idéias.

As considerações sobre a evolução geotectônica basearam-se em mapeamento geológico, em uma caracterização estrutural, metamórfica e geoquímica das rochas que ocorrem na área.

As implicações deste direcionamento fazem das informações apresentadas uma atualização e complementação ao conhecimento geológico da região. E deste modo, contribuem para a reconstituição (e entendimento) da evolução crustal e história geodinâmica da Faixa Brasília no sul do Estado de Goiás.

I. 1. OBJETIVOS, PROCEDIMENTOS ADOTADOS

Os objetivos deste trabalho foram a caracterização estrutural, metamórfica e geoquímica das rochas da área. A investigação pretendeu, deste modo, fornecer subsídios para o entendimento dos processos evolutivos e contextualização geotectônica da área.

MATERIAIS, MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

A execução deste trabalho incluiu as seguintes etapas e procedimentos.

1-ESTUDOS PRELIMINARES E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Estes estudos referiram-se à atualização e complementação do conhecimento da geologia da área em questão e dos assuntos que se pretendeu abordar para a execução deste trabalho, tanto em âmbito nacional como internacional.

Estes reconhecimentos da geologia da área foram, em grande parte, propiciados pela obtenção de antigos mapas básicos e esboços (muitos deles não publicados) da área, junto à CPRM/SUREG/GOIÁS, em Goiânia.

2-TRABALHOS DE CAMPO

Levantamentos preliminares em escala regional (1:100.000) para confecção de uma base geológica e perfiz mais detalhados, locais, de modo a buscar o esclarecimento das relações entre as unidades litológicas.

Estes levantamentos incluíram a coleta de amostras (inclusive orientadas) necessárias à petrografia, análises geoquímicas e química mineral; levantamento dos elementos estruturais (foliações, falhas, dobras, lineações e indicadores cinemáticos), suas relações temporais e associações com estruturas maiores.

3-ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Estas análises visaram a definição de litotipos, grau de metamorfismo (condições de P e T de formação das paragêneses), protólito (quando possível), microtectônica (relação deformação X metamorfismo) e análise cinemática; e seleção de amostras para as análises químicas minerais (geotermobarometria) e geoquímica.

Estas análises foram efetuadas nos laboratórios de microscopia do DPM/IGCE da UNESP Rio Claro. As lâminas delgadas necessárias a estas análises (e à química mineral) foram confeccionadas na oficina de laminação do DPM/IGCE, da UNESP Rio Claro.

4-QUÍMICA MINERAL

Estas análises objetivaram, principalmente, a obtenção dos parâmetros necessários às estimativas de pressões e temperaturas de formação dos minerais metamórficos (geotermobarometria). Adicionalmente, foram utilizadas para melhor definição das fases minerais e verificação de possíveis *trends* composicionais.

As análises foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG/USP. Aparelho ChaixMeca (WDS), Acc 15 kv.

5-ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Estas análises foram feitas em rochas ortoderivadas (ortoanfibolitos e ortognaisses), para elementos maiores, menores e traços e ETR. E visaram, além da classificação das rochas, a sua discriminação quanto à ambiência tectônica.

As análises foram feitas no Laboratório de Fluorescência de Raios X (LABOGEO) do DPM/IGCE, da UNESP Rio Claro. Nestas análises foram adotados as técnicas e procedimentos de acordo com Nardy, *et al.* (1997).

6-FOTOINTERPRETAÇÃO E CONFECÇÃO DE MAPAS

Análises e interpretação de 135 fotos aéreas para elaboração de mapa geológico base.

Confecção de mapas lito-estruturais visando o entendimento da geometria das estruturas, cinemática.

Cópias destas fotos aéreas escala 1:60.000, foram obtidas (cópias) junto à CPRM/SUREG/GOIÁS, em Goiânia.

7-INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO FINAL DOS DADOS

Referiram-se à avaliação, integração e interpretação dos dados e consequente elaboração e redação final da tese de doutoramento.

I. 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O trabalho de mapeamento geológico foi executado em uma área ao sul de Goiânia, com cerca de 150km de comprimento na extensão leste-oeste e 45km de largura na extensão norte-sul (**figura I.1**). Esse retângulo é composto por partes de seis cartas 1:100.000: a parte sul das Fôlhas Goiânia, Nazário e São Luiz dos Montes Belos; a parte norte das Fôlhas Piracanjuba, Edéia e Jandaia.

Esta área situa-se na zona interna da Faixa Brasília.

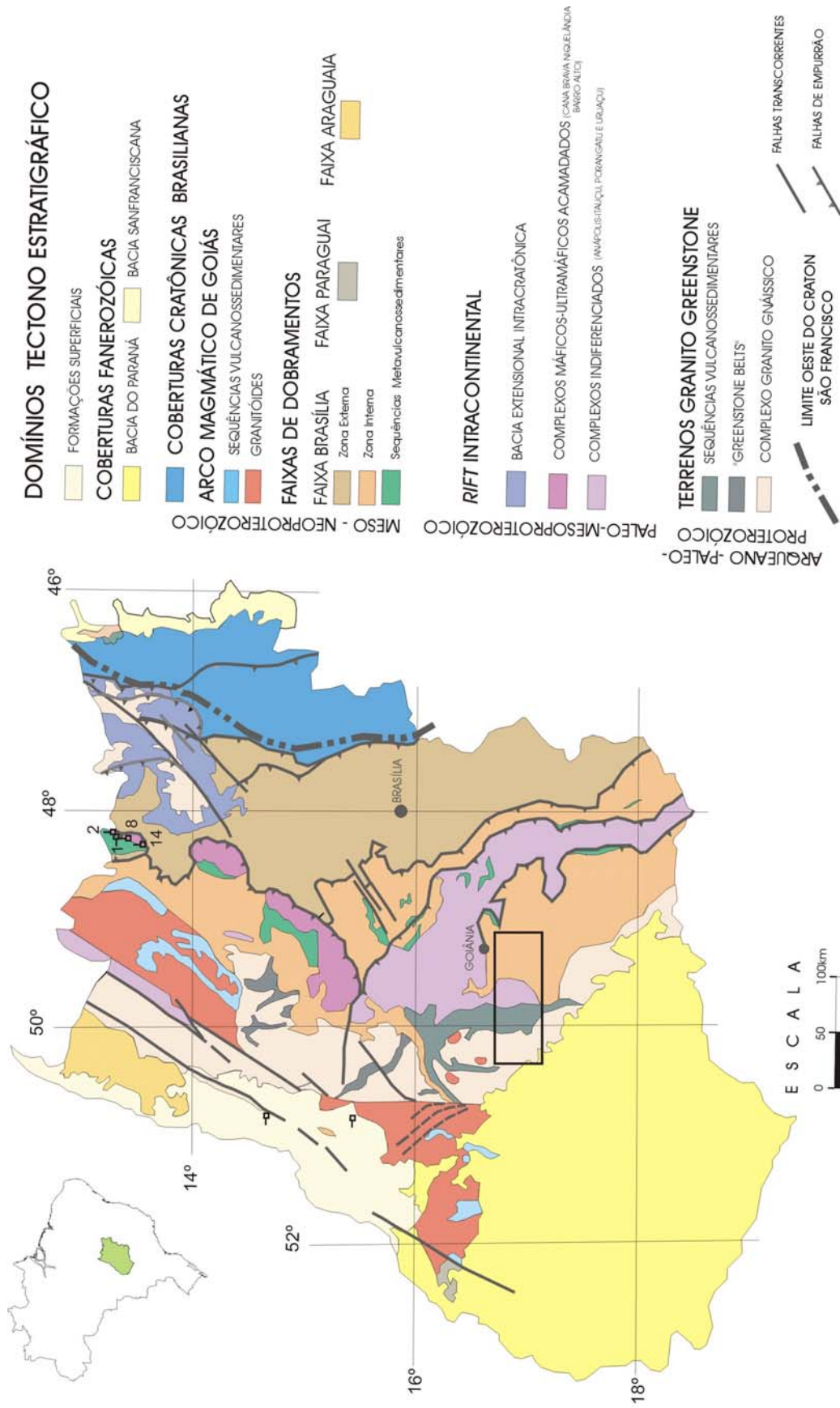


Figura I.1 - Localização aproximada da área deste trabalho a sul de Goiás. Mapa geológico de Lacerda Filho (1999).

II. SÍNTESE DO CONHECIMENTO SOBRE A FAIXA BRASÍLIA

A evolução do conhecimento sobre a Faixa Brasília tem sido sintetizada mais recentemente por Alkmim, Brito Neves & Castro Alves (1993); Lacerda Filho *et al.*, (1999); Cordani *et al.*, (2000); Pimentel *et al.*, (2000b) e Fuck *et al.*, (2000). O texto a seguir está em grande parte baseado nestas análises mais recentes sobre a Faixa Brasília.

II. 1. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

A Província Tocantins é uma entidade geotectônica situada no Brasil Central, entre os *crátons* Amazonas, São Francisco e Paraná. A região é cortada pelo Lineamento Transbrasiliano, admitida como uma megasutura relacionada ao Ciclo Orogênico Brasileiro. A parte noroeste do lineamento é ocupada pelos cinturões dobrados Paraguai e Araguaia que bordejam os lados sul e leste do *Cráton* Amazônico, respectivamente (**figura II.1**). A parte sudeste daquele lineamento é ocupada pelo complexo colisional que compreende o Arco Magmático de Goiás e a Faixa Brasília, na borda oeste do *Cráton* São Francisco.

II. 2. OS DIFERENTES DOMÍNIOS EMBASAMENTAIS

A parte central da Província Tocantins é ocupada pelo Maciço Central de Goiás. Considerado até recentemente como embasamento siálico Arqueano das supracrustais, este é um domínio complexo formado por blocos tectônicos justapostos, onde expõe-se ortognaisses, granitóides, sequências vulcano-sedimentares, complexos acamadados e corpos granulíticos. Os diferentes domínios que compõem aquela parte da Província Tocantins incluem (**Figura II. 2**):

- terrenos Arqueanos interpretados como pequenos blocos continentais alóctones (Crixás-Goiás);
- embasamento siálico Paleoproterozóico (ortognaisses e sequências vulcano-sedimentares de Almas-Dianópolis e Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu);
- Complexos acamadados máficos-ultramáficos Paleo-Mesoproterozóico de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, com sequências vulcano-sedimentares oceânicas associadas e o Arco Magmático de Goiás (Cordani *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2000b).

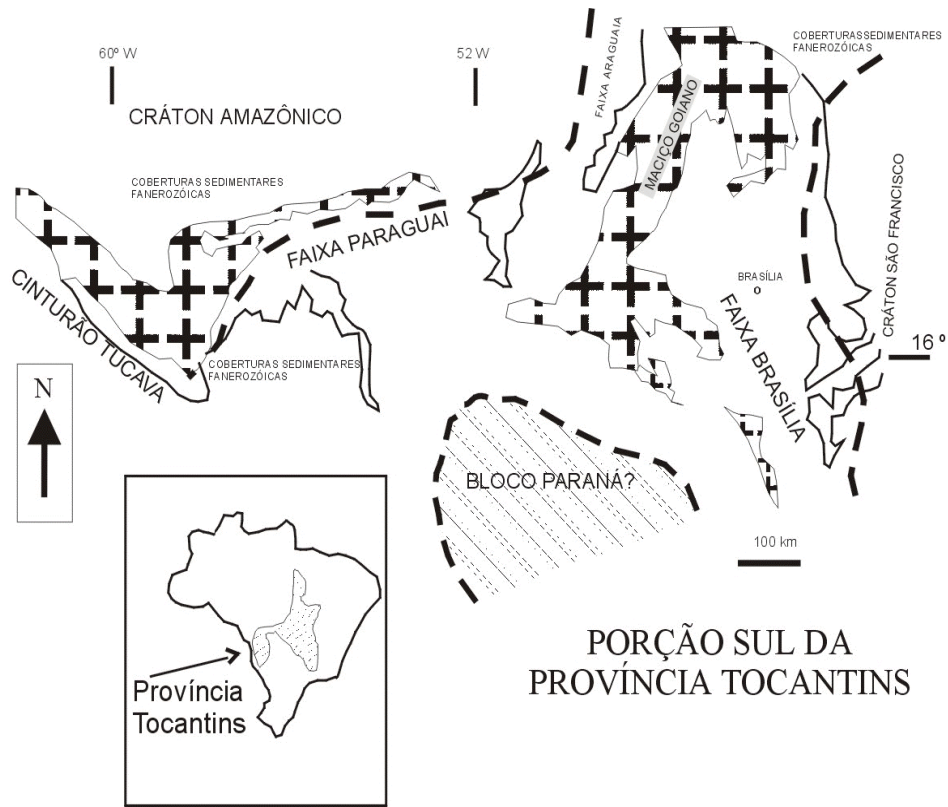


Figura II. 1: Estruturação geotectônica para a região central do Brasil (Província Tocantins).

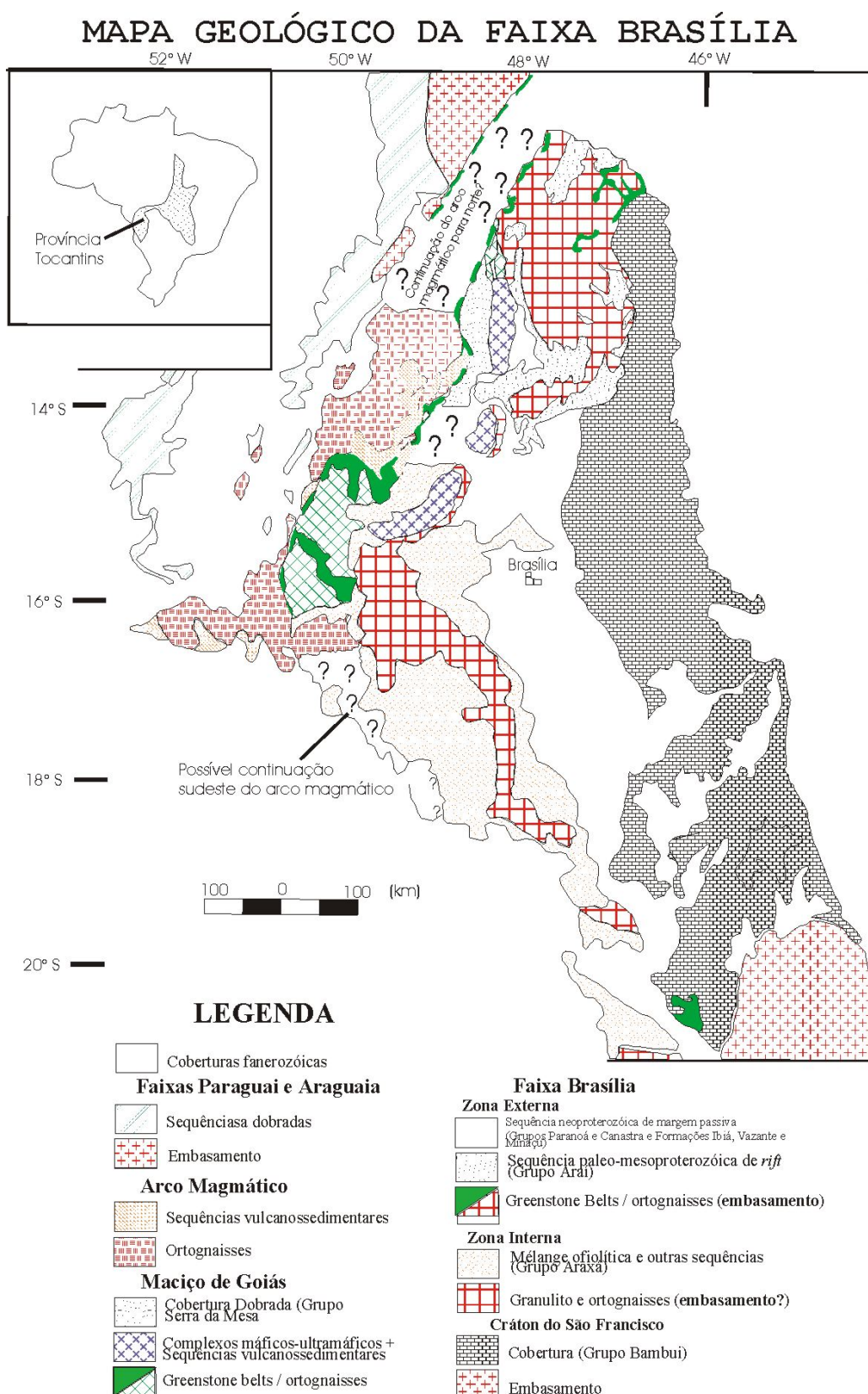


Figura II. 2: Os diferentes domínios embasamentais da Faixa Brasília (de acordo com Pimentel *et al.* 2000). Mapa compilado de Lacerda Filho *et al.* (1999).

A)- TERRENOS ARQUEANOS (alóctones)

Estes terrenos tem uma forma ovalada, com seus limites inteiramente tectônicos, composto por uma associação de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts* (Pimentel *et al.* 2000b). O domínio granito-gnáissico compreende a maior parte do segmento Arqueano (cerca de 80%) e consiste de ortognaisses e intrusões tonalíticas e granodioríticas, agrupados como blocos ou 4 de abril de 2003 complexos independentes: Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina; Caiçara e Uvá (**Figura II.3**).

A idade da granitogênese ao norte dos terrenos está entre *ca.* 2,85Ga - 2,7Ga e é interpretada como tendo ocorrido em vários episódios de intrusões, após a deposição, deformação e transporte tectônico das supracrustais. As poucas datações disponíveis para rochas da parte sul dos terrenos, são idades modelo T_{DM} entre *ca.* 3,2 - 3,0 Ga, interpretadas como idades máximas para os protólitos dos gnaisses e granitóides (Pimentel *et al.* 2000b).

As rochas supracrustais (*greenstone belts*) ocorrem como estreitas faixas alongadas (40-100km comprimento por cerca de 6km largura) denominadas: Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Serra de Santa Rita e Faina. Para cada um destes cinturões é proposta uma sequência estratigráfica independente, com uma seção metavulcânica inferior comum a todos eles e seções metassedimentares diferenciadas (Lacerda Filho, *et. al.*, 1999).

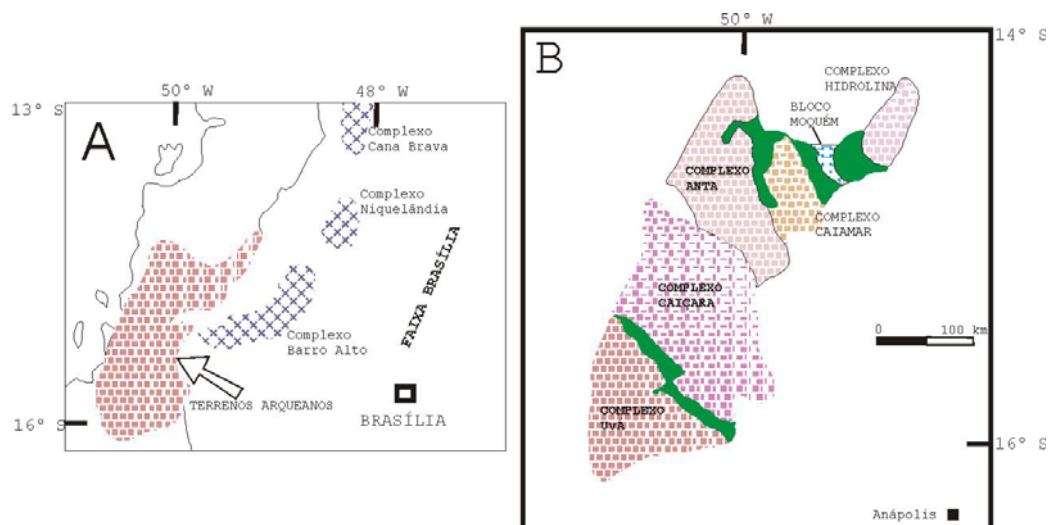


Figura II.3: Mapa geológico do Bloco Arqueano Crixás-Goiás. (A) Localização; (B) Os diferentes complexos granitóides e os cinturões de supracrustais (Pimentel *et al.* 2000).

B)- EMBASAMENTO SIÁLICO PALEOPROTEROZÓICO (autóctone)

Várias outras áreas mostram exposições interpretadas como embasamentos siálicos autóctones. Nos terrenos da região de Almas-Dianópolis (nordeste de Goiás), encontram-se ortognaisses e granitóides (principalmente) e algumas sequências supracrustais. Estas unidades estão pouco afetadas pela deformação e metamorfismo Brasileiro, mas são consideradas como embasamento Paleoproterozóico.

Outras pequenas áreas consideradas como embasamento Paleoproterozóico aparecem nas bordas leste dos complexos acamadados máficos-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, assim como do Arco Magmático de Goiás, na região de Mara Rosa. São granito-gnaisses e sequências supracrustais fortemente retrabalhadas pela Orogenia Brasileira. Datações U/Pb em zircões de granitognaisses produziram idades de $2.176 \pm 0,012$ Ga (Pimentel, *et al.*, 1997), enquanto rochas granitóides e metavulcânicas félsicas mostram idades modelo T_{DM} de 2,4 - 2,1 Ga (Oliveira e Pimentel, 1998).

O Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu (Marini, 1984 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999)

Este complexo de alto grau metamórfico expõe-se como um cinturão de direção NW-SE, ao longo da zona interna da Faixa Brasília e se estende desde as vizinhanças de Itauçu (à NW), até a

região de Ipameri, no sul de Goiás (**Figura II.2**). Mais à oeste, um outro segmento deste cinturão se estende até as proximidades de Edealina. Este segmento está encaixado dentro da sequência metassedimentar do Grupo Araxá, com o qual tem contatos tectônicos, marcado por zonas miloníticas.

Os diversos tipos de rochas que compõem o cinturão são as seguintes:

- ortogranulitos representados por corpos acamadados máficos-ultramáficos e granulitos de composição tonalítica e granodiorítica;
- granulitos aluminosos, leptinitos, granada gnaisses associados com supracrustais (mármore, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e granulitos máficos finos);
- estreitas faixas de sequências vulcano-sedimentares compostas por anfíbolitos, mica-xistos, metavulcânicas félsicas, *metachert*;
- corpos de granitóides alongados na direção NW-SE.

O Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu tem sido interpretado como exposições do embasamento Arqueano. Porém, alguns dados Sm/Nd, T_{DM} , para rochas gnáissicas do complexo apontam para idades Paleoproterozóicas, estão entre 2,4 - 1,9 Ga. Outros resultados preliminares de isótopos Sm/Nd para granitos estão no intervalo entre 1,8 - 1,3 Ga e mostram características isotópicas similares às rochas metassedimentares do Grupo Araxá e granulitos félsicos do Complexo Anápolis - Itauçu (Pimentel *et al.*, 1999a, 1999b; Pimentel *et al.*, 2000a, 2000b). Granitos peraluminosos admitidos como possivelmente colisionais e associados ao complexo tem produzido idades Neoproterozóicas.

Os estudos isotópicos neste domínio tem sugerido para alguns pesquisadores (Pimentel *et al.*, 1999a, 1999b; Pimentel *et al.* 2000b) que:

- os granitos peraluminosos do Complexo Anápolis - Itauçu é derivado de fusão (no Neoproterozóico) de material crustal isotopicamente similar às rochas metassedimentares do Grupo Araxá ou aos granulitos aluminosos do Complexo; e,
- as supracrustais granulíticas podem representar os equivalentes de alto grau metamórfico das rochas metassedimentares da zona interna da Faixa Brasília (Grupo Araxá). Ou seja, parte do Complexo Anápolis - Itauçu poderia ser parte da Faixa Brasília, metamorfisada em um grau mais alto.

A Sequência Vulcano-Sedimentar Anicuns - Itaberaí (Barbosa, 1987 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999)

Algumas estreitas faixas de sequências vulcano-sedimentares (Silvânia, Rio do Peixe e Rio Veríssimo) que ocorrem associadas ao Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu, tem sido correlacionadas com a Sequência Vulcano-sedimentar Anicuns - Itaberaí, por alguns autores.

Esta Sequência ocorre à oeste do Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu (e a leste do Arco Magmático de Goiás), como uma faixa de direção NNW - SSE (**Figura II.2**).

Na parte norte, onde tem sido mais investigada, a seção inferior desta Sequência consiste de uma unidade metavulcânica máfica composta por anfíbolitos, anfibólio xistos, epídoto anfíbolito, clorita xistos e quartzo - clorita xistos com intercalações de *metachert*. A unidade metaultramáfica é composta por serpentinitos, talco xistos, talco - tremolita xistos, tremolititos e actonolita xistos.

A unidade intermediária é composta por termos químicos - exalativos / tufáceos. *Metachert* e formação ferrífera, ocorrem como lentes em quartzo - clorita xistos, quartzo - clorita - sericita - plagioclásio xistos, muscovita xistos e cianita xistos de possível origem tufácea; aos quais associam, ainda, mármore magnesianos e dolomíticos.

A unidade superior é composta por metassedimentos pelíticos a psamíticos (biotita - clorita - muscovita xistos; biotita - calci xistos; biotita xistos grafitosos; granada - biotita - muscovita xistos; quartizitos ferruginosos; cianita - muscovita - sericita - cloritóide xistos e sericita - clorita - quartzo xistos).

Na região de Mossâmedes, determinações geocronológicas nessa sequência forneceram idades Rb-Sr de 1.935 Ma e 1.978 Ma, com baixas razões iniciais de 0,7023 (Pimentel & Fuck, 1990, Pimentel *et al.*, 1996, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999). Idades Sm-Nd, T_{DM} de 2.200 Ma, com $\epsilon_{Nd} +0,5$, sugerem uma curta residência crustal do protólito (Pimentel, *et al.* 1996, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999).

Resultados geocronológicos preliminares sugerem que este cinturão representa parte do Arco Magmático de Goiás (Neoproterozóico): idade isocrônica Sm/Nd de 830 ± 99 Ma, com ϵ_{Nd} de +3,1 rocha total em gnaiss félsico intercalado em anfíbolito (Pimentel & Fuck, *não publicados*).

C)- COMPLEXOS MÁFICOS - ULTRAMÁFICOS ACAMADADOS E SEQUÊNCIAS VULCANO - SEDIMENTARES ASSOCIADAS.

É formado pelos complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, dispostos como três corpos separados, com centenas de quilômetros de comprimento de intrusões acamadadas máficas-ultramáficas, interpretadas como parte de um *rift* continental (Ferreira Filho & Naldrett, 1993, *apud*

Pimentel *et al.* 2000b).

As similaridades geológicas entre os três corpos sugerem que se trata de uma estrutura magmática originalmente contínua. No entanto, os estudos apontam como sendo estes complexos, formados por dois sistemas mágmáticos distintos, um superior mais jovem e um inferior mais antigo, separados por uma descontinuidade crustal (Ferreira Filho, 1994; Ferreira Filho, *et al.*, 1995, 1998a, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Correia, *et al.*, 1996, 1997a, 1997b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999) .

O conjunto leste do sistema é o mais antigo (comum aos três complexos), com idade c. 2,0 Ga (Fugi, 1989, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Correia, *et al.*, 1997a, 1997b) , enquanto que as séries acamadadas mais jovens (Complexo do Barro Alto e Niquelândia e sequências vulcano-sedimentares) mostram idades em torno de c. 1,3 Ga (Fuck, *et al.*, 1989; Suita, *et al.*, 1994, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999); também interpretadas como indicativas de re-equilíbrio metamórfico (Correia, *et al.*, 1997a, 1997b).

Os complexos foram afetados por metamorfismo progressivo Neoproterozóico (em c. 780 Ma), do fácies anfibolito ao granulítico (Suita, 1996, Ferreira Filho, *et al.* 1994; *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999; Correia, *et al.*, 1996, 1997a, 1997b).

Estudos geotermobarométricos e de estabilidade mineral apontam condições de P e T de pico de metamorfismo em cerca de 700° C e 6-8 kbar na zona anfibolito e temperatura pouco mais alta (800°) na zona granulito, para o Complexo de Niquelândia (Ferreira Filho, *et al.*, 1992, Ferreira Filho, *et al.*, 1998b, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b) . No Complexo de Barro Alto foi encontrada temperatura de 900° C e pressão de 8,5 kbar para as condições de pico de metamorfismo (Moraes, 1997, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b).

As condições de metamorfismo das sequências vulcano-sedimentares foram de fácies anfibolito. À oeste os complexos fazem contato tectônico com as sequências vulcano-sedimentares Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis (Winge, 1995; D'el Rey Silva, *et al.*, 1996, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b).

D)- O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS (Pimentel *et al.* vários artigos)

As áreas identificadas como crosta juvenil Neoproterozóica foram encontradas à oeste e norte de Goiás e denominadas de Arco Arenópolis e Arco Mara Rosa (respectivamente). Esse magmatismo do tipo arco está representado por meta-tonalitos a meta-granodioritos, expostos entre

estreitas faixas N-S de sequências vulcano-sedimentares Neoproterozóicas. Estas sequências são relacionadas aos arcos magmáticos e são referidas (de oeste para leste), como Bom Jardim de Goiás (Seer, 1985, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b), Arenópolis-Piranhas (Pimentel, 1985, Pimentel, *et al.*, 1985, 1991b, Pimentel e Fuck, 1986, 1987, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b), Iporá/Amorinópolis e Jaupaci (Amaro, 1989, Rodrigues 1996, Gioia, 1997, Rodrigues, *et al.*, 1999, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b).

Arco Arenópolis

O Arco Arenópolis se estende de sudoeste ao sul de Goiás e é constituído de supracrustais e ortognaisses justapostos um ao outro ao longo de transcorrências NNE a NNW que fazem parte do Lineamento Transbrasiliano (**Figura II.2**). Em função dessa complexidade estrutural, o relacionamento estratigráfico entre as unidades não é reconhecido.

Os meta-tonalitos e meta-granodiorito (com hornblenda e biotita) mostram assembléia mineral de fácies epidoto-anfibolito, com texturas ígneas reliquiares e enclaves máficos. Com base nos dados de geoquímica os protólitos são interpretados como rochas ígneas metaluminosas cálcicas a cálcio-alcalinas e feições diagnósticas de rochas ígneas formadas em arcos magmáticos (enriquecimento em LILE em relação a Nb, Y e Yb). Os ortognaisses de Arenópolis, Sancrerlândia e Firminópolis mostram baixos valores de Rb/Sr, Zr, Nb, Y, LREE e Ga, comparáveis a granitóides tipo M, primitivos, de arcos de ilha intra-oceânicos. Os ortognaisses Matrinxã mostram características transicionais entre granitóides tipo M e I, com algumas feições geoquímicas similares a modernos adakitos, formados em ambientes de subducção (Pimentel, *et al.* 2000a).

As determinações isotópicas para estas rochas (U/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr) indicam idades entre *c.* 940 e 630 Ma, com valores positivos de ϵ_{Nd} entre +1,9 e +3,2 indicativos de uma natureza muito primitiva dos protólitos ígneos. Idades U/Pb em esfero de *c.* 637 Ma são interpretadas como indicativas do evento metamórfico Brasileiro (Pimentel, *et al.* 2000a).

Rochas graníticas e granodioríticas mais jovens e evoluídas geoquimicamente formam corpos miloníticos alongados paralelamente às direções NNW-NNE das transcorrências. Estas feições estruturais (*strike slip shear zones*) são interpretadas como formadas durante o evento Brasileiro em *c.* 600 ± 30 Ma. Admite-se um magmatismo granítico tardio a pós-orogênico, com corpos máficos e ultramáficos associados (*e.g.* Lajeado e Americano do Brasil) durante os estágios finais ou imediatamente após esta última deformação (Pimentel, *et al.*, 1996a).

Arco Mara Rosa

Este segmento ocupa a parte norte de Goiás e sul de Tocantins, mas sua extensão para norte ainda é desconhecida (**Figura II.2**). Consiste de ortognaisses tonalíticos e dioríticos e estreitas faixas de sequências vulcano-sedimentares de direções N20°-30°E. O relacionamento estratigráfico entre os ortognaisses e supracrustais não é claro, devido a intensa deformação ao longo do contato entre eles (Arantes, *et al.*, 1991, Junges, 1998, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Kuyumjian, 1989, 1994; Pimentel, *et al.*, 1997).

Os ortognaisses são geoquimicamente muito primitivos com conteúdos de SiO₂ menores do que 60%, caráter cálcico a cálcio-alcálico, com valores baixos de Rb, Nb, Y, Zr e REE, similares a granitóides tipo M de arcos de ilha imaturos (Viana, *et al.*, 1995, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000a).

Os dados de U/Pb em zircão indicam idade de cristalização dos protólitos em 856 ± 13 Ma. Os dados de Rb/Sr e K/Ar indicam idades mais jovens (<600 Ma) interpretadas como de fechamento do sistema após o último metamorfismo. Os dados Sm/Nd são similares aos de Arenópolis (Pimentel, *et al.* 2000a).

Também como na região de Arenópolis, seguiu-se ao último evento deformacional a intrusão de granitos e intrusões gabro-dioríticas e graníticas tardias a pós-orogênicas nesta área de Mara Rosa. O corpos graníticos consistem de biotita-granito e duas micas-leucogranito e as intrusões máficas consistem de diorito (principalmente) e gabro.

E)- O GRUPO ARAXÁ (Barbosa, 1955 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999)

O Grupo Araxá, na zona interna da Faixa Brasília (à oeste) tem sido referido como um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas: micaxistos, anfíbolitos, metatufos ácidos, xistos carbonosos, *metachert* ferruginoso e corpos de anfíbolito tectonicamente imbricados (Brod *et al.* 1991); ou ainda, estaurolita/granada micaxistos com intercalações de anfíbolitos, metavulcânicas félsicas, quartzito, filito e xisto carbonoso (Leonardos *et al.* 1990); com granitos intrusivos (Seer, *et al.*, 2001).

A complexa estruturação da faixa interna envolve escamas tectônicas das supracrustais e embasamento empilhadas por cavalgamento. O conjunto é interpretado como uma associação do tipo fundo oceânico e caracteriza um complexo do tipo *mélange* ofiolítica (Drake Jr., 1980; Brod *et al.*, 1991; Strieder & Nilson, 1992; Seer *et al.* 2001).

Para Fuck *et al.* (1993), a zona externa da Faixa Brasília representa um típico *foreland fold and thrust belt*, produzido pela inversão de uma margem passiva neoproterozóica.

As concepções mais recentes, portanto, sugerem que esta sequência (Grupo Araxá) corresponde a uma cunha acrecionária empurrada sobre a sequência plataformar de margem passiva (Pimentel *et al.* 1999a, 1999b, 2000a, 2000b).

A idade do Grupo Araxá não é consensual, com alguns autores admitindo uma idade neoproterozóica (**e.g.** Pimentel *et al.*, 2000b), enquanto outros autores sugerem uma idade mais antiga (**e.g.** Lacerda Filho *et al.* 1999).

II.3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os estudos mais recentes, baseados principalmente em dados de geoquímica e de isótopos das suítes graníticas, registram os principais estágios na evolução tectônica da Faixa Brasília. Desde as intrusões de granitos tipo A relacionado a *rift* entre 1,77 - 1,58 Ga, passando pelo magmatismo tipo arco (peraluminoso, *sin*-colisional), até as intrusões graníticas bimodais pós-orogênicas (Pimentel *et al.* 1999a, 1999b).

Idades de 1,3 Ga encontradas para algumas rochas dos complexos máficos-ultramáficos são admitidas por alguns autores como idades metamórficas associadas ao evento Uruaçuano (Fuck, *et al.*, 1989, *apud* Pimentel, *et al.*, 2000b; Correia, *et al.*, 1997a, b). É sugerido que estas idades poderiam indicar um magmatismo associado a *rift*, com a formação de crosta oceânica (Suito, *et al.*, 1994, *apud* Pimentel *et al.* 2000b; Ferreira Filho e Pimentel, 1999).

As idades de 920 e 900 - 850 Ma em riolitos e metatonalitos da região de Arenópolis e Mara Rosa representariam os produtos iniciais na formação do arco durante a convergência entre a placa Amazônica e São Francisco. Durante esse período sugere-se a existência de uma extensa bacia oceânica na margem oeste do continente São Francisco onde teriam se formado arcos de ilha e acrescidos uns aos outros ou à margem continental. O bloco crustal Arqueano de Crixás-Goiás (**alóctone**) teria sido acrescido à margem do cinturão em algum momento dessa evolução. O fechamento final do oceano entre os continentes Amazônico e o São Francisco teria ocorrido por volta de *ca.* 600 Ma; ao qual se associam zona de cisalhamento NE e empurrões W-E. (Pimentel, *et al.*, 1996a; Pimentel, *et al.*, 1999a).

O magmatismo com idade de *ca.* 790 Ma que ocorre apenas na parte sul do cinturão é

interpretado como indicativo de modelos de evolução tectônica distintos para o norte e sul do cinturão: representaria a colisão entre o sudoeste do continente São Francisco e o bloco Paraná (Pimentel, *et al.*, 1999. **Figura II.4**).

Já as idades metamórficas tipicamente Brasileiras (630 Ma) são interpretadas como resultante do evento colisional do fechamento final do oceano (Pimentel, *et al.*, 1999a).

Um magmatismo bimodal pós-orogênico, relacionado a um estágio de extensão, teria ocorrido entre ca. 0,6 - 0,5 Ga (Pimentel, *et al.* 1999a, 2000a, 2000b).

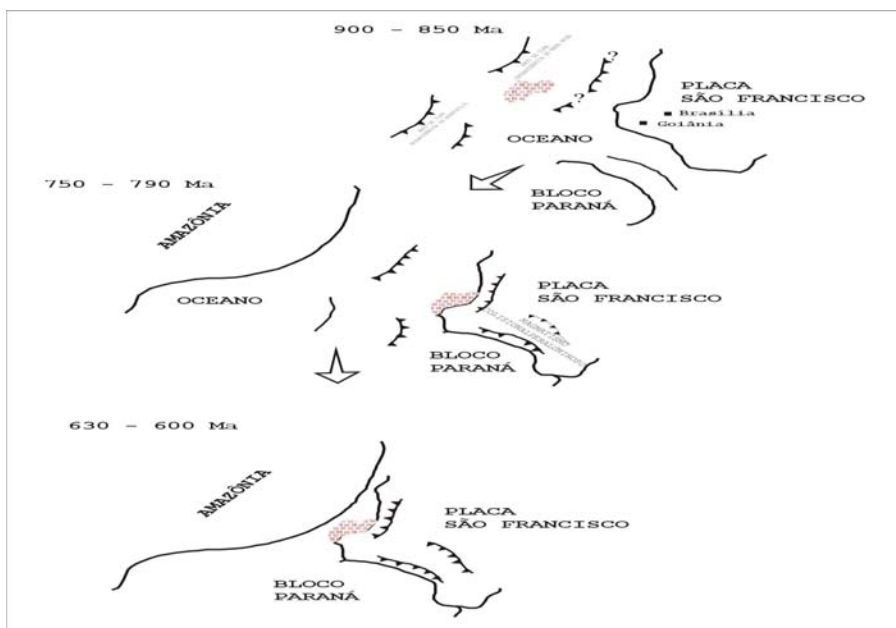


Figura II. 4. Modelo da evolução tectônica Neoproterozóica da Província Tocantins segundo Pimentel *et al.* (1999).

II. 4. COMPARTIMENTAÇÃO LITO-TECTÔNICA AO SUL DE GOIÂNIA NA ÁREA DESTE TRABALHO

De acordo com a cartografia geológica com base em Lacerda Filho *et al.*, 1999 (além de Lacerda Filho, 1995; Baêta Jr., 1997); as unidades geotectônicas (preliminarmente descritas) referenciadas para a área são as seguintes (**figuras I.1 e II.2**):

1. Grupo Araxá, na zona interna da Faixa Brasília. Ocupa a porção leste da área. Admitida como de idade **Meso- a Neoproterozóica**.
2. Segmento oeste do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu, ocupa a região abrangida pelos municípios de Varjão - Posselândia - Guapó, aproximadamente na parte central da área. À este segmento podem estar associadas rochas do Complexo Goianira - Trindade e Associação Ortognáissica Migmatítica (**Paleoproterozóica**).
3. Segmento Mossâmedes – Edealina, da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí, na parte central da área (**Paleoproterozóica**).

4. Terrenos do Complexo Granito-Gnáissico, posicionado no **Arqueano**, ocupam a porção oeste da área.

O Grupo Araxá é individualizado como uma sequência composta por metassedimentos psamíticos, psamo - pelíticos e pelíticos, subdividido nas unidades A e B (Lacerda Filho *et al.* 1999).

A **Unidade A** é definida como sedimentos plataformais tipo marinho raso, constituída por muscovita - clorita xistos (eventualmente com cloritóides), biotita - muscovita - quartzo xistos, granada - muscovita - clorita xistos, clorita - quartzo xistos, grafita xistos, sericita quartzitos e hematita - sericita quartzitos.

A **Unidade B** é definida como uma sequência pelítica marinha, constituída por calci - clorita - biotita xistos, calci - clorita - biotita xistos feldspáticos, calci - granada - biotita - quartzo xistos feldspáticos, granada - clorita xistos, hornblenda - granada xistos feldspáticos, grafita xistos, lentes de metacalcários, quartzitos micáceos e subordinadamente lentes de anfibólito.

O Complexo Goianira - Trindade (Nilson & Mota, 1969 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999) está incorporado ao Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu e caracterizado por piroxenitos puros, granada - hiperstênio piroxenitos, metagabros, anfibólio xistos, actinolita xistos magnesianos e rochas calcissilicáticas (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

A Associação Ortognáissica Migmatítica (Oliveira, 1994 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999) é constituída de granitóides calcissódicos a calcialcalinos de baixo potássio e compostos por metatonalitos, metatonalitos aluminosos, metagranitos, metagranodioritos e migmatitos com restitos de rochas supracrustais granulitizadas. Estas supracrustais gradam lateralmente para gnaisses quartzo - feldspáticos migmatizados (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

Datações efetuadas em granitóides desta associação produziram isócronas de **2.000 ± 70 Ma**, com $R_o = 0,7007 \pm 0,0023$; e, **2.160 ± 30 Ma**, com $R_o = 0,7199 \pm 0,006$; interpretados como a idade da migmatização.

Outras unidades geológicas também são referidas como de ocorrência na área, no mapeamento geológico do Estado de Goiás (Lacerda Filho *et al.*, 1999). Este é o caso das Ultramáficas Tipo Morro Feio; e, de uma série de conjuntos de *plútons* graníticos que ocorrem na região sudoeste do Estado de Goiás, reunidos sob a designação de Granitos Sintectônicos e

Granitos *Sin a Tarditectônicos*.

Um desses conjuntos tem ocorrência direta na área (Granitos Tipo Aragoiânia. Lacerda Filho, 1989 *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999). À estes conjuntos de granitos sintectônicos que ocorrem na área incluem-se, ainda, outros que são apenas referidos regionalmente (sudoeste de Goiás):

- os Ortognaisses do Oeste de Goiás (definidos por Pimentel & Fuck, 1992, *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999);
- granitos *sin a tarditectônicos* como a Suite Rio Caiapó (Pimentel & Fuck 1986, 1987; Seer, 1985; Pimentel *et al.*, 1985, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999).

Também está reunido (por Lacerda Filho *et al.*, 1999) à estes conjuntos de granitos-gnaisses *sin a tarditectônicos*, o Gnaiss Ribeirão (Pimentel, 1991 *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999).

ULTRAMÁFICAS TIPO MORRO FEIO

Esta unidade geológica constitui-se de uma série de corpos de serpentinitos e talco xistos, em geral com lente de cromita podiforme. São admitidos como de idade Mesoproterozóica, de natureza alóctone, tectonicamente imbricados nos metassedimentos do Grupo Araxá, interpretados como fragmentos tectônicos de melange ofiolítica (Drake Jr, 1980; Strieder & Nilson, 1992; Strieder, 1993).

GRANITOS SINTECTÔNICOS

Granitos Tipo Aragoiânia

São granitos a duas micas, peraluminosos do tipo “S”, sintectônicos, de coloração cinza claro, granulação fina a média, com textura milonítica a ultramilonítica, com plagioclásio (oligoclásio), feldspato potássico, quartzo, biotita e granada. Estes corpos encontram-se encaixados concordantemente (com uma foliação S_2) nos metassedimentos do Grupo Araxá (Lacerda Filho, 1989 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999). A idade Rb-Sr desses granitos é de **900 Ma** (Tassinari *et al.*, 1988, *apud* Lacerda Filho, *et al.*, 1999).

Ortognaisses do Oeste de Goiás

Esta unidade é constituída por gnaisses granitóides de natureza cálcica a calci-alcalina e granulometria média a grossa, textura granoblástica a porfirítica, bandado, com bandas máficas à base de biotita e hornblenda, localmente ocorrências de migmatito tipo metatexito. Os corpos alojam (tectonicamente) fragmentos alóctones de gnaisses arqueanos (Gnaiss Ribeiro).

As determinações de idade pelo método U-Pb em zircões de gnaisses da região de Arenópolis, forneceram valor de **899 Ma**; e de titanitas 632 Ma, interpretadas como idade de cristalização do protólito e metamorfismo, respectivamente. Idades modelo Sm-Nd são de 1,1 Ga, com valores de ϵ_{Nd} sugerindo uma derivação mantélica para o magma original (Pimentel *et al.* 1991; Pimentel & Fuck, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999).

GRANITOS SIN A TARDITECTÔNICOS

Suite Rio Caiapó

Apresentam afinidades calci-alcquinas, variam de quartzo-monzodioritos, quartzo monzonitos e granodioritos a granitos; textura em geral porfirítica, com megacristais de microclínio (em parte peritíticos), estruturalmente alinhados à direções em torno de N -S.

As idades Rb-Sr estão entre **585 Ma a 759 Ma** (Pimentel & Fuck, 1987, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999). Idades modelo Sm-Nd estão em torno de 1,1 Ga e valores de ϵ_{Nd} estão próximos de 3,5 (Pimentel & Charnley, 1991 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999).

GNAISSES SIN- A TARDITECTÔNICOS

Gnaiss Ribeiro

Esta unidade é representada por uma estreita faixa de gnaisses de orientação NW-SE, na região sudoeste de Goiás. São caracterizados por biotita $\pm$ hornblenda ortognaisses, róseos, que ocorrem encaixados em metassedimentos da Sequência Arenópolis e Ortognaisses do Oeste de Goiás.

A idade Rb-Sr dessas rochas é de **1.816 ± 10 Ma**; a idade isocrônica Pb-Pb, concordante, é de **1.881 ± 230 Ma**. As idades-modelo apresentam valores de 3.700 Ma e 2.800 Ma, associados a valores de ϵ_{Nd} entre -11 e -18 (Pimentel, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999).

III. GEOLOGIA DA ÁREA

Introdução

Os conjuntos litológicos individualizados na área estão relatados a seguir, de acordo com as unidades geológicas a que se vinculam regionalmente, na compartimentação lito-tectônica previamente definidas para a região e relatadas no capítulo anterior.

Deste modo, as unidades geológicas cartografadas estão agrupadas como Grupo Araxá, Segmento oeste do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu (Complexo Goianira -Trindade e Associação Ortognaíssica Migmatítica), Segmento Mossâmedes – Edealina da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí.

Nos Terrenos do Complexo Granito-Gnáissico (Lacerda Filho *et al.*, 1999), foram individualizados uma série de corpos de ortognaisses e vinculados aos Ortognaisses do Oeste de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999). Outros corpos plutônicos que ocorrem na área, foram individualizados e vinculados aos Granitos Tipo Aragoiânia (Lacerda Filho, 1989 *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999) e Suite Rio Caiapó (Pimentel & Fuck 1986, 1987; Seer, 1985; Pimentel *et al.*, 1985, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999).

Todos estes conjuntos litológicos estão agrupados, como Granitos Sintectônicos e Granitos *Sin-* a Tarditectônicos. Individualizou-se, ainda, alguns corpos de gnaiss bandado, os quais estão tratados como Gnaiss Ribeirão (Pimentel, 1991 *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999).

As vinculações de litotipos da área à Suite Rio Caiapó, Ortognaisses do Oeste de Goiás e Gnaiss Ribeirão baseiam-se nas similaridades entre as características (tipos composicionais, mineralogia, forma de ocorrência, etc.) relatadas para os representantes dessas unidades geológicas e daqueles encontrados na área.

O empilhamento estratigráfico das várias unidades geológicas reconhecidas na área toma como base as idades admitidas para aquelas unidades aos quais foram vinculadas neste trabalho. No texto a seguir é apresentado um relato sobre a cartografia geológica da área e suas características estruturais. O mapa geológico correspondente encontra-se como anexo ao final do volume.

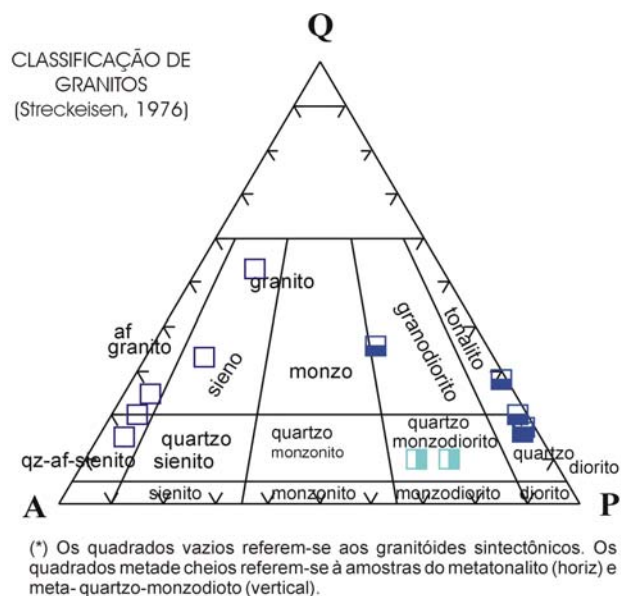
III. 1. GRANITOS SINTECTÔNICOS

Sob esta designação estão reunidos uma série de *plútons* graníticos de colocação sintectônica que ocorrem em quase toda a área (exceto na parte leste) os quais apresentam composições mineralógicas e características microtexturais similares. Uma característica distintiva nestes granitóides é que todos tem uma composição mineralógica à base de microclínio (com mais ou menos micropertitas). Em alguns corpos destes granitóides (na região de Varjão e Posselândia) a micropertita é a base da mineralogia.

Vários corpos destes granitóides que ocorrem na porção oeste da área são migmatíticos.

Este conjunto de rochas classifica-se com base em sua mineralogia modal como sienogranitos e monzogranitos (**Figura III.1**).

Figura III.1. Classificação dos granitóides sintectônicos da área.



III. 1.1. GRANITOS SIN A TARDITECTÔNICOS

A)- SUITE RIO CAIAPÓ

Este litotipo ocorre nas partes baixas a sul do núcleo urbano de Varjão. Nestes afloramentos, este granitóide mostra dobras apertadas, grandes cristais feldspatos (microclínio) alinhados à direções NNW (**Fig. III. 2**) e bandamento mineralógico paralelo a foliação S_2 .

Os cristais de feldspatos não exibem feições de estiramento. De modo que a isorientação linear (e planar) destes cristais centimétricos de feldspatos deve-se, possivelmente, a um processo magmático (fluxo magmático). Esta feição sugere uma colocação sintectônica deste granitóide, contemporânea a D_2 .

III. 1.2. GRANITOS SINTECTÔNICOS

A)- ORTOGNAISSES DO OESTE DE GOIÁS

Estes corpos sustentam serras de formas elípticas, comprimentos com cerca de dez quilômetros e a maior parte delas estão orientados à direção ENE (azimute $50-60^\circ$), na parte oeste da área (entre os Rios Capivari e Turvo).

Nestes granitóides podem ser observados bolsões e lentes pegmatíticas de espessuras decimétricas, foliados, com variados graus de deformação.

Os granitóides são róseos a esbranquiçados, foliados, com granulometria grossa à base de feldspatos e micas (biotita e moscovita).

No entorno do núcleo urbano de Palminópolis (sul) este granitóides exibem lentes descontínuas de leucossomas (**Figura III.3**), porções bandadas à félsicos - biotita, com intercalções de níveis com hornblenda.

B)- GRANITOS TIPO ARAGOIÂNIA

A seção tipo destes granitóides ocorre como um pequeno corpo a norte do núcleo urbano de Aragoiânia. De natureza sin - tectônica, tem contatos abruptos e concordantes com os metassedimentos do Grupo Araxá.

Apresenta-se em cor cinza esbranquiçada, granulometria média, a quartzo/feldspatos e micas.

Vários outros corpos de granitóides com estas mesmas características são encontrados na porção central da área.

No entorno do núcleo urbano de Cesarina e mais a sul desta cidade (limite da área, no Município de Indiara), respectivamente, ocorrem dois corpos destes granitóides: com quase vinte quilômetros de extensão, estes corpos são encurvados, tendo os flancos alinhados à direções leste - oeste e a norte - sul. As bordas alinhadas às direções norte - sul destes corpos são miloníticas.

Na parte norte do núcleo urbano de Cesarina, um destes corpos exibe uma forma sigmoidal, alinhado à direção NW e com as bordas milonitizadas.

Um pequeno *plúton* deste granitóide também é encontrado na margem leste do Rio Capivari (à NE de Jandaia).

Granitóide micropertítico

A Serra do Bitã (à nordeste de Posselândia), a Serra Feia (à norte de Varjão) e a Serra do Palmito (à oeste de Varjão), são sustentadas por este granitóide branco, de granulometria grossa, com foliação de espaçamento milimétrico definida por biotita granulometria fina, com granadas granulometria fina.

Nas bordas destes corpos a rocha é milonítica, com a foliação microdobrada (isoclinais e apertadas de amplitudes centimétricas), dobras intra-foliares, com grandes porfiroclastos de feldspatos (tamanhos de 4-12mm) de formas sigmoidais; e de granadas centimétricas, contornadas pela foliação milonítica em típica textura tipo *augen*, parcial ou totalmente substituídas por clorita. Estes milonitos ocupam as bordas com direções leste-oeste da Serra do Bitã e da Serra Feia, voltadas para o Ribeirão da Posse, o qual corre encaixado na área entre essas duas serras.

Estes corpos plutônicos também são cortados por estreitas zonas miloníticas de direções NW, principalmente nas suas porções oeste. Estes corpos de granitóide micropertítico englobam

porções do metatonalito.

III. 2. ULTRAMAFITOS TIPO MORRO FEIO

Ultramáfica Morro Feio

Esta Unidade é representada na área, por um corpo de forma elíptica, com alinhamento meridiano e comprimento de aproximadamente 4km, na porção leste da área (norte da cidade de Hidrolândia) ocupada basicamente pelos metassedimentos do Grupo Araxá. Seus contatos com os metassedimentos encaixantes são abruptos e concordantes.

O principal litotipo encontrado neste corpo foi serpentinito com lentes de cromita.

III. 3. GRUPO ARAXÁ

Os metassedimentos do Grupo Araxá ocupam quase toda a parte leste da área. São representados neste compartimento por um conjunto de rochas formado por quartzitos, quartzo moscovita xisto, quartzo - granada - biotita - clorita xistos e quartzo - granada - biotita - anfibólio xisto.

Na porção central da área ocorrem paragnaisse e quartzo - moscovita xisto, granulometria fina, branco.

No lado oeste da área (região de Jandaia), o Grupo Araxá é representado por um conjunto formado por quartzitos, quartzo- moscovita xisto com estauroлита e quartzo - granada - mica xisto.

Estes quartzo mica xistos ocorrem (em parte), sobrepostos estruturalmente aos granitóides. Algumas ocorrências de talco xisto podem ser encontradas, esporadicamente, no conjunto de quartzitos e xistos.

-quartzitos, moscovita-quartzo xisto, quartzo-moscovita xisto

Na parte leste da quadrícula, estes xistos se apresentam quase sempre em granulometria grossa, com foliações espaçadas, em geral plano paralelas e definidas por folhas de moscovita, com feições de estiramento de grãos de quartzo. Os quartzitos micáceos sustentam serras as quais são, em alguns casos, núcleos de estruturas sinformais. Em geral essas elevações são alongadas na

direção ENE (azimute 50°- 60°), com extensões de dezenas de quilômetros.

Na base dessas serras ocorrem quartzo-granada-(biotita) clorita xistos. Nas zonas de contato entre os quartzitos e quartzo-granada-mica xistos pode ser encontrado um **quartzo moscovita xisto, branco, em granulometria fina a muito fina**, foliação plano paralela finamente espaçada.

Estes litotipos estão estruturalmente empilhados nessas serras na seguinte ordem, do topo para a base das elevações: quartzito/quartzo - moscovita xisto, granulometria grosseira; quartzo - moscovita xisto, branco, granulometria fina a muito fina; quartzo - granada - biotita/clorita xisto.

-quartzo-moscovita xisto, branco, de granulometria fina a muito fina

Este litotipo ocupa uma ampla área na porção sul da faixa central da quadrícula, em contato tectônico com mármore; e a porção sudeste da região de Jandaia (margem oeste do Rio Capivari), em contato tectônico com granitóides.

Os quartzitos e quartzo - moscovita xisto sustentam a maior parte do conjunto de serras na região do Município de Jandaia (até Rio Turvo). Estes quartzitos são de cor branca, granulometria grossa, foliados, com feições de estiramento de grãos de quartzo, eventualmente com granadas de granulometria fina e estauroлита em quartzo-moscovita xisto.

Os conjuntos serranos sustentados pelos quartzitos micáceos na região de Jandaia, formam corpos com larguras em torno de 4km, orientados à direção nordeste (NE). Quartzitos moscovíticos também são encontrados como estreitas faixas alongadas na direção norte-sul, à oeste do núcleo urbano de Palmeiras de Goiás.

O **quartzo-granada-biotita/clorita xisto** ocupa amplamente a parte leste da quadrícula. Exibe uma coloração cinza-esverdeada, foliação finamente espaçada, definida por biotita e clorita, com grãos de quartzo de formas achatadas e porfiroblastos de granadas arredondadas, em granulometria fina.

Em uma faixa com aproximadamente uma dezena de quilômetros de largura, no alinhamento entre os núcleos urbanos de Aragoiânia e Varjão ocorre **(quartzo)-granada-biotita xisto**. Esta faixa é contígua a corpos plutônicos (metatonalito, granitóides sintectônicos), os quais encontram-se empurrados sobre os metassedimentos.

Nesta faixa, este litotipo (**Figura III.4**) apresenta-se em geral com uma coloração cinza, foliação espaçada ou finamente espaçada, definida por biotita, com grãos de quartzo de formas achatadas e porfiroblastos de granadas arredondadas, com tamanhos variados de aproximadamente 4mm à até 12mm, contornados pela foliação.

Na região de Jandaia, este litotipo (quartzo-granada-biotita xisto) é comumente encontrado nas partes mais baixas e sustentam morrotes na área a WSW do núcleo urbano desse município. Apresenta-se em geral, com uma coloração cinza, foliação espaçada ou finamente espaçada, definida por micas e grãos de quartzo de formas achatadas que contornam porfiroblastos de granadas, com tamanhos variados de aproximadamente 4mm à até 12mm e desenhos sigmoidais.

-quartzo-anfibólio-biotita xisto com granada.

A ocorrência deste litotipo foi observada restrita à zona de contato dos xistos com os *plútons* graníticos (metatonalito e granitóides sintectônicos). É encontrado como estreitas faixas, descontínuas, de direções ENE (azimute 40°-50°) ao longo dos flancos de estruturas antiformes, onde está em contato com quartzo-moscovita xistos de um lado e quartzo-granada-biotita xistos de outro. Pode apresentar-se com características similares ao quartzo - granada - biotita xisto, mas as granadas tem granulometria fina e a foliação pode ser plano paralela finamente espaçada, com segregações de quartzo em espessuras finas, largas centimétricas e extensões decimétricas.

- granada - biotita - cianita/silimanita gnaiss

Este litotipo ocupa uma estreita franja alinhada à direção norte -sul, na porção central da área: em contato com o metatonalito (a leste) e em contato tectônico com os metassedimentos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí (a oeste). Sobre esta borda oeste encontram-se quartzitos, anfibolitos e cianita xisto, como escamas tectônicas imbricadas nestes gnaisses e metatonalito.

III. 4. GNAISSE RIBEIRÃO

- biotita gnaisses bandados

Este litotipo é encontrado esparçamente em toda a essa região. Pode ser encontrado nas encostas (bordas) de alguns dos corpos de granitóides sintectônico (Ortognaisse do Oeste de Goiás)

na parte oeste da área (entre os Rio Capivari e Turvo). Ocorrem também em encostas das elevações suaves do relevo ondulado entre as serras e aparentemente ocupa amplamente a área.

Na maioria das vezes são encontrados intemperizados, com bandamento de espessuras variadas (centimétricas a decimétricas), granulometria grossa, tipicamente dobrados (dobras *chevron*. **Figura III.5**) e costumeiramente com intercalações de níveis anfibolíticos (biotita + hornblenda).

Na região de Palminópolis este gnaiss bandado pode ser encontrado em franjas alinhadas à direção NE, no entorno de corpos de granitóide sintectônico.

III. 5. ASSOCIAÇÃO ORTOGNÁISSICA E MIGMATÍTICA (Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu)

A)- QUARTZO - MONZODIORITO

Esta rocha sustenta um corpo ovalado, com comprimento de cerca de 4km, posicionado na direção NW, seccionado por transcorrência de direção NE, na região entre os núcleos urbanos de Palmeira de Goiás e Palminópolis, na parte oeste da área.

É encontrada como uma rocha de coloração rósea esbranquiçada, granulometria grossa, foliação espaçada, com escassos cristais de hornblenda isorientados.

Esta rocha também é encontrada em contato com mármore na encosta oeste das serras sustentadas pelos mármores da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, tectonicamente imbricado sobre o mármore.

B)- METATONALITO

Este conjunto distribui-se de norte a sul, no lado leste do Rio dos Bois, com largura de aproximadamente 15km, afunilando-se ao sul, porção aproximadamente central da área.

Nas partes baixas entre as serras sustentadas pelo granitóide sintectônico micropertítico (e no entorno delas) encontra-se metatonalito de granulometria grossa, com granadas centimétricas em dobras isoclinais (cfe. Bell & Hayward, 1991. **Figura III.6**).

Na parte central (topo) da Serra do Palmito, a oeste de Varjão, esta meta-ígneia é portadora de xenólitos de quartzitos, quartzo-moscovita xisto, mármore e anfibolito com clinopiroxênio. Estes xenólitos tem formas elípticas e dimensões centimétricas (10-15cm, **(Figura III.7)**).

A nordeste (NE) do núcleo urbano de Varjão (próximo ao Córrego Sulapa) encontra-se afloramento deste metatonalito portador de xenólitos angulosos de gnaiss bandado e anfibolitos. Estes xenólitos de anfibólio xisto são encontrados como fragmentos angulosos e (principalmente) como placas plano paralelas à foliação do metatonalito **(figuras. III.8 e 9)**.

No entorno da Serra Feia o metatonalito apresenta-se bandado. Este bandamento pode ser encontrado como uma alternância de bandas félsicas à base de plagioclásio e bandas à base biotita; ou à base de biotita + hornblenda.

Em toda área de ocorrência deste metatonalito podem ser observados intercalações de níveis ricos em hornblenda. Na encosta sul da Serra Feia, podem ser observados essas intercalações com espessuras métricas de níveis ricos em hornblenda.

Composicionalmente, esta rocha classifica-se como tonalito, porém algumas amostras inserem nos campos de quartzodiorito e granodiorito **(figura III.1)**.

Na porção central da área os litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí encontra-se empurrado sobre a borda oeste deste metatonalito. O conjunto encontra-se afetado também por transcorrência de orientação geral N - S.

Neste setor encontram-se morrotes alongados, alinhados à direção norte-sul, na margem oeste do Rio dos Bois, os quais são sustentados por este litotipo. Neste caso, a rocha encontra-se cisalhada e retrometamorfisada, como uma intercalação de quartzo - clorita xisto e quartzo - sericita xisto, com restos de plagioclásio e de anfibólio. A definição do protólito foi verificada através da associação do contexto estrutural, petrografia e características químicas da rocha.

No topo destes morrotes encontra-se **metachert**, enquanto que as encostas do lado leste das elevações são parcialmente recobertas por quartzo-moscovita xisto grosseiro.

III. 6. SEQUÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR ANICUNS - ITABERAÍ

Esta Unidade ocupa a faixa meridiana na parte central da quadrícula trabalhada.

Na área, esta Unidade é composta por uma associação de rochas meta-máficas, ultramáficas

e *metacherts*; e uma associação formada por mármore, (quartzo) - moscovita xisto, quartzo moscovita xistos e subordinadamente cianita xisto.

- quartzo-moscovita xisto grosseiro, com intercalações de anfibólio xisto

Ocorre como estreitas franjas descontínuas na zona de contato com paragnaisse do Grupo Araxá (granada-biotita-cianita/silimanita gnaiss).

Na porção ocupada pelo metatonalito encontram-se pequenos morrotes sustentados por quartzo - moscovita xisto com intercalações de anfibolito (anfibólio xistos), encontrados como placas de espessuras decimétricas. Na base destes morrotes encontra-se o metatonalito.

A faixa entre as serras sustentadas pelos mármore e o Rio dos Bois é pobre em afloramentos. Porém, neste setor encontram várias ocorrências de quartzo-moscovita xisto grosseiro. Nas proximidades dos mármore a oeste, observa-se níveis métricos de quartzo-clorita xisto intercalados neste quartzo-moscovita xisto grosseiro

Na porção mediana (norte-sul) da linha de contato, encontra-se escamas de **cianita xisto** intercalada à este quartzo-moscovita xisto grosseiro. Essa ocorrência tem dimensões métricas e foi observada em topos de morrotes a leste do Rio dos Bois.

Estreitas franjas de moscovita - xisto com quartzo são encontradas orientadas à direções norte - sul, nas proximidades dos mármore, nesta faixa central entre o núcleo urbano de Cesarina e o Rio dos Bois.

Ocorrências de *metacherts* (gondito) são observadas em toda a extensão leste-oeste deste setor.

- anfibolitos, serpentinito, talco xisto e metachert e mármore

Os mármore sustentam serras que estão alinhadas na forma de arcos de convexidades voltadas para leste, nesta porção central - sul da área. Estas serras ocupam um traçado sub-meridiano ao longo do trecho entre os núcleos urbanos de Cesarina e Indiará, a oeste do Rio dos Bois.

De um e outro lado (leste e oeste) dos mármore, ocorre uma série de elevações (pequenos morrotes e serras) que configuram escamas tectônicas imbricadas. Estas elevações são sustentadas tipicamente por uma sequência formada por anfibólio xisto, talco xisto / serpentinito com *metachert* associado. Nas rochas ultramáficas podem ser encontradas, eventualmente, lâminas com espessuras centimétricas de tremolita xisto. Eventualmente o anfibólio xisto está substituído por clorita xisto, com grande quantidade de opacos, nestas associações.

A faixa entre o núcleo urbano de Cesarina e o Rio Capivari é geomorfologicamente caracterizada por terrenos arrasados, planos, cobertos por espessa camada de solo de características invariáveis.

Nessas partes planas arrasadas, entre Cesarina e Rio Capivari os raros afloramentos encontrados foram de **anfibólito xisto, com clinopiroxênio (cpx)** e rochas **ultramáficas** (talco xisto e serpentinito).

O anfibólito xisto com cpx foi encontrado como pequenos morrotes, à oeste dos mármores ou junto destes litotipos. Também encontrou-se fragmentos de anfibólito xisto com cpx encaixados em biotita - gnaiss bandado, na borda de corpos de granitóides sintectônicos (margens do Rio Capivari).

Na parte norte deste setor central são encontrados pequenos morrotes sustentados por milonitos alinhados à direção NW (a norte do alinhamento entre Cesarina e Palmeiras de Goiás).

Na parte oeste da quadrícula (oeste do Rio Capivari) o mármore e metacherts são de ocorrência bastante restrita. Apenas foram encontrados na região à sudeste do núcleo urbano de Jandaia, em contato tectônico com os metassedimentos do Grupo Araxá, alinhados às direções NE.

Nestes contatos encontrou-se um dos raros afloramentos de anfibólito (anfibólito xisto). Este litotipo encontra-se dobrado, com flancos mergulhando para NW e eixos para SW (**Figura III.10**), com metacherts e talco xistos associados (matações).

O talco xisto e serpentinito são encontrados, eventualmente, como matações e blocos em meio ao quartzo-granada-mica xisto.

As rochas meta - máficas podem ser encontradas, eventualmente, como anfibólito xisto e anfibólito - epidoto xisto, bastante alteradas, no topo de colinas suaves da região à oeste do Rio Capivari.

As ocorrências destas rochas meta - máficas alternam-se a biotita - gnaiss bandado. Onde não alteradas estas rochas são de coloração cinza azulada, exibem uma xistosidade contínua e lâminas de espessuras milimétricas e espaçadas de fêlsicos dobrados.

III. 7. COMPLEXO GRANULÍTICO ANÁPOLIS - ITAÚÇU

A)- GRANULITO MÁFICO

Esta rocha foi encontrada como matacões em estreitas franjas, alinhadas à direções norte - sul, junto ao núcleo urbano de Palmeiras de Goiás, como uma rocha esbranquiçada, de granulometria grossa, não foliada ou apenas fracamente foliada.

B)- METAGABRO

Esta rocha foi encontrada na área em volta do meta-quartzomonzodiorito. À oeste do núcleo urbano de Palmeiras de Goiás são encontrados corpos estreitos, alongados à direção norte - sul, sustentados por quartzo - sericita - clorita xisto, com matacões de metagabro nas encostas dos morrotes. Estas elevações ocorrem alinhadas e em contato tectônico com quartzo-mica xisto.

Encontra-se como uma rocha esbranquiçada, de granulometria grossa composta por feldspato e hornblenda, com foliação espaçada. Os termos mais deformados encontram-se cloritizados.

O contexto estrutural e relações de campo do quartzo - sericita - clorita xisto, aliados às características petrográficas, evidenciam que este litotipo trata-se do metagabro cisalhado, retrometamorfizado.

C)- PIROXENITO

Este litotipo foi encontrado em morros nos arredores do núcleo urbano de Palmeiras de Goiás, como uma rocha esverdeada, localmente cloritizada, foliada e deformada nas encostas dessas elevações.



Figura III.2: Cristais centimétricos de feldspatos em afloramento de granitóide tipo Suite Caiapó (VJ56)



Figura III.3: Lentes descontínuas de leucossomas em granitóide na margem oeste do Rio Capivari.



Figura III. 4: Lentes quartzosas em granada mica xisto do Grupo Araxá. Margem Rio Sulapa, Varjão.



Figura III.5: Dobramento tipo *chevron* em gnaiss bandado (Gnaiss Ribeirão). Sudeste de Palminópolis.



Figura III. 6: Granadas centimétricas em afloramento de metatonalito. Norte do Rib. Posselândia



Figura III.7: Xenólito de quartzito em metatonalito. Serra do Palmito, Varjão.



Figura III. 8: Xenólito de gnaissse bandado em metatonalito. Borda SE da Serra Feia.



Figura III. 9: Xenólito de anfibolito em metatonalito. Borda SE Serra Feia, Varjão.



Figura III. 10: Dobramento apertado com vergência para SE, em anfibolio xisto, sul de Jandaia. Visada para NE.

IV. PETROGRAFIA

Introdução

A terminologia utilizada na definição de cada tipo de rocha metamórfica está de acordo com aqueles comumente utilizados e referido na literatura (recomendações *International Commission on the Nomenclature of Metamorphic Rocks*).

Os litótipos podem estar agrupados em torno de designações que levam em conta critérios tais como: composição mineralógica modal, mineralogia metamórfica característica, estruturas mesoscópicas ou ainda relacionados à origem e natureza do protólito.

De acordo com esses princípios utilizados na classificação de rochas metamórficas, estes critérios podem ser utilizados tanto como raízes ou prefixos na estrutura dos nomes de rochas metamórficas (ex.: anfibolitos, gnaisses, granulito, granada anfibolito, granada - mica xisto, meta-vulcânica, meta-máfica...).

As descrições petrográficas relatadas a seguir, referem-se aquelas amostras mais representativas das diversas unidades litológicas e das quais se obteve material apropriado para a confecção de lâminas delgadas (rocha sã ou pouco alterada). Uma parte dos litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí (principalmente metassedimentos) não estiveram dentro destes critérios para amostragem.

IV. 1. GRANITOS SIN A TARDITECTÔNICOS

A)- SUITE RIO CAIAPÓ

A amostra deste granitóide exibe textura granoblástica, de composição mineralógica à base de: microclínio (>70%), biotita (~15%), quartzo (<10%). Plagioclásio ocorre em quantidade subordinada (**figura IV.1**).

- O microclínio encontra-se em granulometria grossa de ~0,5mm. Cristais com intercrescimentos pertíticos, difusos, maiores que 5mm. Aglomerados de cristais de granulometria fina, juntamente com o quartzo.
- Cristais milimétricos de microclínio.

- Cristais prismáticos de epidoto sobrecrecido ao microclínio micropertítico, orientado, alinhados à biotita.
- A biotita é verde a castanha, folhas orientadas no entorno de aglomerados quartzo-feldspáticos.
- A moscovita ocorre associada à biotita.
- Plagioclásio ocorre como cristais de granulometria fina ou parcialmente dissolvidos, inclusos em pertitas.
- O quartzo encontra-se como cristais pobremente orientados, em parte com extinção em bandas, em aglomerados de @5 mm.
- Granada rósea, idiomórfica, rara, cristais pequenos.
- Apatita ocorre de modo muito subordinado; e zircão com bordas recristalizada.

IV. 2. GRANITOS SINTECTÔNICOS

A)- ORTOGNAISSES DO OESTE DE GOIÁS

Granitóide migmatítico

As amostras deste metagranitóide exibem textura grano- (lépido) pórfiroblástica, de composição mineralógica à base de: quartzo (~45%), microclínio (~30), biotita (~15%), plagioclásio (~10%).

- A biotita é marrom, isorientadas, seu alinhamentos define superfícies S-C.
- O plagioclásio ocorre em granulometria grossa de ~0,8mm (eventualmente até ~5mm), parcialmente sericitizados, com geminações em “chama”. Alguns grãos exibem uma parcial “microclinização” e eventualmente estão parcialmente substituídos por neoblastos de microclínio límpidos, em granulometria fina.
- O quartzo encontra-se em bandas ao longo da foliação (S), com extinção em bandas e recristalização em granulometria fina.
- O microclínio encontra-se em granulometria grossa de ~0,8mm (eventualmente de 5mm), límpidos e com maclas difusas. Eventualmente encontra-se mimerquita em granulometria fina, na borda do microclínio, o que sugere um processo de dissolução provavelmente associada à sobreposição de um processo de anatexia (**figura IV. 2**). Também são observadas microtexturas de substituições entre micropertitas e microclínios.

- O epidoto ocorre em razoável quantidade, em geral como substituição em biotitas e como preenchimentos de microfraturas.

O leucossoma do migmatito exibe textura granoblástica à base de microclínio em granulometria média de cerca de 0,8mm (~80%) e quartzo com biotita em granulometria fina pobremente orientada. O quartzo e microclínio formam um mosaico de contatos lobulares interpenetrativos.

- Parte dos cristais de microclínio exibem maclas difusas, intercrescimentos pertíticos (microtextura de substituição) e glóbulos de mimerquitas em suas bordas. Os cristais maiores (cerca 3mm) do microclínio contém glóbulos de quartzo inclusos em contatos interpenetrativos. Estas feições microtexturais sugerem um mecanismo de dissolução, provavelmente associado ao processo de anatexia.

- Os cristais de quartzo mostram contatos interpenetrativos, granulometria fina e grossa e extinção em faixas.

- O plagioclásio ocorre de modo muito subordinado e o epidoto eventualmente aparece como substituição em biotitas.

B)- GRANITOS TIPO ARAGOIÂNIA

Amostras deste *plúton* exibem texturas lepidoblástica a protomilonítica. A matriz é composta basicamente por microclínio (~ 40%), quartzo (~30%), moscovita, plagioclásio (~15%); de modo subordinado biotita e epidoto; e, de modo acessório granada.

- O microclínio ocorre em granulometria fina e média (~ 0,5mm), contatos interpenetrativos, em parte estirados, alongados, com maclas difusas. Eventuais cristais de microclínio apresentam glóbulos em suas bordas em, aparente, microtextura de dissolução.

- O quartzo corta a matriz como lâminas descontínuas de cristais recristalizados, aos quais estão alinhados folhas de moscovita e subordinadamente biotita e cristais prismáticos de epidoto. A biotita ocorre em duas gerações: castanha e verde escura (tardia).

- A granada pode ser encontrada eventualmente, em cristais de granulometria fina.

Granitóide micropertítico

Esta rocha é composta basicamente por feldspato alcalino (micropertita e subordinadamente microclínio) os quais, juntos perfazem cerca de 80% da lâmina; quartzo (~20%), granada e biotita; em mosaico granoblástico (**figura IV.3**).

- As granadas ocorrem em granulometria fina, idiomórficas poligonizadas ou tipo “atol”, crescidas ao longo de planos (foliações), a partir de junções ou bordas encurvadas de grãos de quartzo. Nestes planos estas granadas estão associadas a bandas de quartzo de extinção ondulante ou em faixas, com recristalização dinâmica incipiente e biotita em arranjo caótico. Em geral estas granadas estão envolvidas pelo filossilicato.
- Os cristais de microclínio e quartzo ocorrem em granulometria grossa, anédricos, possuem razoável quantidade de inclusões aciculares entrelaçadas, aparentemente rutilo, que produz uma aparência “suja” à estes minerais.
- Parte dos cristais micropertíticos tem bordas de microclínio e denotam uma aparente “microclinização” da micropertita.
- As feições verificadas para as granadas e biotitas, indicam um mecanismo de crescimento em condições estáticas, pós - deformacional, onde os minerais tiveram como sítio preferencial para crescimento, os planos das foliações.

Amstras das bordas destes corpos tem texturas tipo *augen* miloníticas com cristais centimétricos de granadas cloritizadas.

Alguns corpos de granitóides que ocorrem nas margens do Rio Capivari são portadores de granadas (subordinada) em granulometria grossa (cristais ~3mm), pré- a sin- deformacional, em mosaico granoblástico à base de microclínio (~70%), quartzo e biotita.

IV. 3. ULTRAMAFITOS TIPO MORRO FEIO

O serpentinito (Morro Feio), tem uma matriz composta basicamente por serpentina, na qual se observa textura pseudomórfica de minerais pretéritos com formas “ovóides” (olivina?), estiradas, com trilhas de inclusões de opacos de formas cúbicas (**figura IV.4**); e lâminas sub-milimétricas descontínuas de talco.

IV. 4. GRUPO ARAXÁ

Quartzo - granada - mica/anfibólio xisto

Textura grano - lepidoblástica formada por quartzo (~50%), biotita (~40%), plagioclásio e granada (~10%), com (clino)zoizita, alanita, turmalina, opacos e rutilo de modo acessório.

- Os cristais de quartzo estão estirados, recristalizados com extinções ondulantes.
- O plagioclásio está, em geral, alongado, estirado, alinhado à xistosidade; em parte estão zonados, geminações com terminações em “chama” e maclas difusas, contatos interpenetrativos com quartzo (lobulares).
- A granada está como cristais grandes, euédricos, de crescimentos pré - deformacionais, sin - deformacionais ou pós - deformacionais: contornados pela foliação, com sombras de pressão ocupadas por quartzo recristalizado; com trilhas de inclusões de turmalina e opacos retas, em alto ângulo com a xistosidade externa (**figura IV. 5**); ou com trilhas de inclusões de quartzo encurvadas na borda dos cristais, às vezes bordejadas por minúsculos cristais de rutilo (**figura IV. 6**); ou com trilhas de inclusões paralelas à xistosidade externa (sobrecrescidas à matriz).
- A biotita é marrom, em parte com inclusões de alanita, com halos pleocróicos.
- A clinozoisita em cristais alongados, alinhados à biotita.
- Moscovitas ocorrem raramente, sobrecrescidas à biotita.

A xistosidade definida pelo alinhamento de biotitas (com plagioclásio e quartzo) forma superfícies assimétricas S - C, produzidas por deformação não coaxial em cisalhamento simples.

Em outras amostras observa-se foliação micro-dobrada, lâminas descontínuas de quartzo (fitas) estirados e recristalizados, a moscovita predomina sobre a biotita, cristais de turmalina sobrecrescidos na matriz.

No setor mais a leste da área a biotita encontra-se parcialmente alterada para clorita, as granadas são principalmente sin - deformacionais e pré - deformacionais e nos contatos litológicos estas também encontram-se cloritizadas.

Nas amostras destes xistos com anfibólio, estes são verdes azulados e em parte encontra-se envolvido por estreitas franjas de biotita. O plagioclásio (estirado) pode ser encontrado com biotita e anfibólio inclusos alinhados à foliação.

(granada) moscovita - quartzo xistos com estaurolita

Textura grano- lepidoblástica, com folhas finas de moscovita isorientadas de modo espaçado, em mosaico de quartzo de formas alongadas, isorientadas, de contatos em parte interpenetrativos e extinção em bandas (recristalização dinâmica).

A estaurolita ocorre de modo acessório, em esparsos planos de foliações definidas pelas folhas de moscovita, como núcleos desta, em geral parcialmente alteradas (**figura IV.7**). Como a estaurolita, as granadas são acessórias, estão parcialmente alteradas, alinhadas à foliação, paralela à moscovita ou contornada por ela, possivelmente sin -deformacional.

A ausência de superfícies S - C sugere que a xistosidade impressa na matriz foi produzida por uma deformação coaxial em cisalhamento puro.

Granada - biotita cianita/silimanita gnaiss (figura IV. 8)

Textura grano- (lépido) porfiroblástica, de granulometria grossa, composta principalmente por quartzo (~50%), plagioclásio (~15%), biotita (~20%, com moscovita subordinada), granada e cianita/silimanita.

- Quartzo (~1mm) com extinção em bandas, estirados, alinhados à uma S_{n-1} e à uma S_n (S_1 ?).
- Plagioclásio (andesina) ~0,8mm, subédricos; **biotita marrom** como folhas alinhadas tanto à S_{n-1} como à S_n associada com cianita/silimanita e em arranjo caótico. A moscovita está alinhada à biotita.
- A silimanita ocorre como fibrolita, em substituição à cristais bem desenvolvidos de cianita, alinhados à S_n (S_1 ?)
- A granada encontra-se dois grupos: em granulometria grossa (1 a 2 mm), contornada pela biotita na foliação S_n e com inclusões de biotita alinhadas à foliação S_{n-1} ; ou em granulometria fina (~0,25mm) boa parte das quais estão inclusas em plagioclásios.

O microclínio e biotitas com inclusões de alanita foram frequentemente observados.

IV. 5. GNAISSE RIBEIRÃO

Biotita - gnaiss bandado

Textura grano - lepidoblástica. Os félsicos são quartzo, feldspato alcalino / microclínio e plagioclásio. A matriz mostra bandas alternadas de plagioclásio e de microclínio.

Os félsicos são límpidos. Parte dos grãos apresenta maclas difusas, geminação em “chama”.

Os cristais de granada são grandes (~0,8mm); circundados por bandas de cristais em granulometria grossa e cristais em granulometria fina, poligonizados ou com contatos interpenetrativos.

Os cristais de quartzo apresentam extinção em bandas.

A biotita é de cor marrom a castanho claro, folhas bem formadas, arranjo em “arcos poligonais”, com opacos associados.

A apatita é acessória.

A textura denota recristalização estática, pós deformacional (pós dobramento em *chevron*).

IV. 6. ASSOCIAÇÃO ORTOGNÁISSICA E MIGMATÍTICA (Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu)

A)- QUARTZO - MONZODIORITO

Em lâmina esta metagranítica tem um mosaico granoblástico, em granulometria grossa, formado basicamente por feldspato alcalino (o microclínio é cerca de 35% de um total de 55%), plagioclásio (cerca de 35%), quartzo (cerca de 10%) e subordinadamente, hornblenda verde azulada (pargasita?) e castanha.

- Os cristais de feldspatos são euédricos a subédricos; o plagioclásio é principalmente oligoclásio e andesina em cristais límpidos; o quartzo apresenta extinção em bandas e a hornblenda está isorientada em níveis espaçados (observados em amostra mesoscópica).

B)- METATONALITO

Exibe textura granoblástica, composta principalmente por plagioclásio (~50% a 40%), quartzo (~30%), hornblenda verde clara (~20% a 30%) em granulometria grossa (**figura IV.9**). Em algumas amostras podem ser encontrados feldspato alcalino (<10%).

- O plagioclásio ocorre como cristais grandes de ~4mm, parcialmente orientados e alongados; ou em aglomerados associados ao quartzo de cristais poligonizados e granulometria fina.

- A hornblenda verde clara ocorre em porções da lâmina, de contornos irregulares, parte dos cristais

podem apresentar textura poiquilítica.

- As folhas de moscovita (e subordinadamente a biotita) ocupam os entornos dos cristais e aglomerados de plagioclásio.
- O epidoto ocorre em granulometria fina em um arranjo quadriculado sobrecrecidos no plagioclásio ou em substituição a hornblenda.
- A apatita e zircão idiomórficos ocorrem como acessório.

Amostras de metatonalito da zona de contato com granitóide micropertítico, tem texturas miloníticas, com plagioclásio quase totalmente sericitizados, o anfibólio quase totalmente epidotizado e alterado também para biotita.

No contato com os metassedimentos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, encontra-se textura milonítica tipo *augen*, de matriz à sericita com folhas de clorita, porfiroclastos (restos) de anfibólio, contornadas por lâminas descontínuas de quartzo recristalizado (fitas).

Algumas porções do metatonalito apresentam granadas de dimensões centimétricas, com cristais bem desenvolvidos de rutilo (**figura IV.10**). Aparentemente o sítio preferencial destas ocorrências são dobras isoclinais de dimensões métricas.

Um corpo de metatonalito (borda SE da Serra Feia), exibe as seguintes microtexturas de reações, em mosaico granoblástico de plagioclásio, anfibólio, quartzo:

- opaco ao centro de (incluso) anfibólio verde azulado;
- mineral opaco ao centro de biotita fibrosa castanha clara, envolta em estreita franja de anfibólio verde azulado;
- folha de biotita castanha clara bem formada, envolta por estreita franja de anfibólio verde azulado.
- eventuais núcleos de anfibólio verde - claro com inclusão de opaco, envolvido por estreita franja de anfibólio verde azulado;
- anfibólio verde azulado como preenchimento de microfraturas.

IV. 7. SEQUÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR ANICUNS - ITABERAÍ

MÁRMORES E METACHERTS

Uma amostra de *metacherts* apresenta uma textura grano - nematoblástica, onde em um mosaico de grãos poligonizados (localmente orientados) de quartzo encontra-se esparsos anfibólios verdes azulados, prismáticos ou estirados, alinhados (isorientados). Eventuais granadas que ocorrem

associadas com o anfibólio estão em contato com opacos de formas aciculares arranjados como feixes.

A poligonização/recristalização do quartzo ocorreu, provavelmente, em condições estáticas, pós deformacional.

As amostras de mármore são, na maior parte, monominerálicas, à base de calcita. Em parte do pacote, ocorrem intercalações de lâminas milimétricas a submilimétricas de quartzo e moscovita, em granulometria fina.

Moscovita - cianita xisto (Domínio II)

Textura nematoblástica formada por cristais prismáticos de cianita, isorientados, em granulometria grossa, com porção (nódulo?) centimétrica de mica branca formada por folhas de moscovita e sericita (aparentemente pseudomórfica). Rutilos como cristais aciculares finos estão alinhados à cianita. Esta associação (cianita, rutilo) está sobrecrecida em parte da moscovita (zona limite do setor com moscovita) e sugere substituição parcial da moscovita pela cianita (**figura IV.11**).

META-MÁFICAS

Anfibolito (borda sul Serra do Palmito)

Mosaico granoblástico com hornblenda castanha clara (pleocroísmo) de contornos irregulares, com grande quantidade de opacos inclusos na hornblenda ou em contatos (em parte) interpenetrativos lobulares com ela. Também encontra-se inclusões de rutilo na hornblenda (em menor grau).

Essa matriz é formada por bandas de hornblenda castanha ora em arranjo caótico, ora isorientada, em granulometria fina, microdobrada.

O quartzo e plagioclásio ocorre de modo subordinado (<10%), em granulometria fina, intersticial.

A granada ocorre em granulometria fina, como aglomerados intergranular, em mosaico de quartzo e plagioclásio, associada com rutilo e opacos.

Anfibólio xisto (sul de Jandaia)

Textura nematoblástica, de hornblenda verde a verde amarelada (pleocroísmo), prismáticos, granulometria grosseira (~0,4mm - 0,8mm) perfaz >90% da matriz. Quartzo, plagioclásio (albita - oligoclásio) e feldspato alcalino, em granulometria fina, intersticiais, zonados, extinção ondulante. Em amostra mesoscópica os félsicos estão concentrados em bandamento espessura milimétrica espaçados, microdobrados.

Em parte das amostras de anfibolitos a hornblenda está parcialmente epidotizada (anfibólio - epídoto xistos).

Granada anfibolitos (anfibólio xistos)

Textura pórfiro - nematoblástica, onde a hornblenda verde azulada perfaz cerca de 90% da lâmina, isorientadas, em granulometria fina, alongadas (**figura IV.12**) e associadas a opacos.

- Plagioclásio (+feldspato alcalino) e quartzo tem granulometria fina, são intergranulares.
- Granada ocupa interstícios de mosaico de quartzo poligonizado, contornado (o conjunto) pela xistosidade. O mosaico poligonizado indica recristalização estática pós - deformacional do quartzo e portanto, crescimento pós - deformacional da granada.
- A biotita é rara e ocorre associada ao anfibólio.
- Granadas e anfibólio encontram-se incipientemente alterados para clorita.
- O epídoto é raro, granulometria fina, como ripas em arranjo caótico ou em substituição ao anfibólio.

Granada anfibolitos com CPX

Textura granoblástica com bandamento mineralógico dobrado.

- Em uma banda concentram-se plagioclásio (+ feldspato alcalino), CPX, hornblenda verde, com titanita em granulometria fina.
- Em uma banda concentram - se epídoto e granada. O epídoto - zoizita em arranjo de ripas entrelaçadas, bem desenvolvidas, define arcos poligonais (dobra centimétrica), de cristalização pós - deformacional. Como separação entre estas duas bandas ocorre nível de carbonato.
- Mosaico poligonizado, de plagioclásio granulometria fina (~0,3mm) + feldspato alcalino, zonados, extinção ondulante, com CPX englobado por hornblenda anédrica.

Anfibolitos com CPX (sul Serra do Palmito)

Textura grano - nematoblástica, à hornblenda verde a verde amarelada (~50%), granulometria grossa, contornos irregulares, associada (ou como inclusões) a cristais de titanita (~0,5mm), isorientados; e, clinopiroxênio (~40%), cristais pequenos, poligonizados (**figura IV.13**).

O quartzo, microclínio e epídoto são subordinados (menos 10%), intergranulares, granulometria fina. A biotita, opacos e cristal muito pequeno de zircão (?) são raros.

Anfibolitos com CPX (norte de Indiará)

Textura grano - nematoblástica, à hornblenda verde - verde amarelada (~50%), CPX (~40%).

- A hornblenda é prismática, granulometria grossa (~1mm), isorientados. O CPX ocorre em granulometria fina (~0,4mm) e cristais grandes (~1mm) parcialmente alterados para hornblenda. - O plagioclásio (andesina) e o quartzo ocorrem de modo subordinado e, granulometria fina. O plagioclásio (~0,3mm) está zonado, com lamelas encurvadas, em “chama”, extinção ondulante, em geral alinhados ao anfibólio. O quartzo, como lâminas descontínuas com espessuras em torno de 2-3mm.

- Epídoto ocorre de modo subordinado.

META-ULTRAMÁFICAS

As amostras não alteradas (alteração supérgena) destes litotipos são compostas basicamente por talco; ou uma intercalação de talco xisto e serpentinito, cuja matriz de serpentina mostra aglomerados de carbonato, em parte associados a lâminas descontínuas de opacos (faixa central da área) .

Ainda nessa porção da área, encontra-se serpentinito (intemperizado) associado a nível métrico de talco xisto e (opaco)- clorita xisto (teor de MgO > que 30% em rocha total); e, associado a nível centimétrico de tremolita xisto.

Os serpentinitos e talco xistos representam fragmentos de rochas ultramáficas metamorfizadas em condições altamente hidratadas de baixa temperatura. Estes processos levam ao desaparecimento total de heranças texturais e ou mineralógicas. Uma discussão a respeito das possíveis origens destas rochas poderia ser feito com base na sua mineralogia metamórfica (mineralogia de alteração).

Estes fragmentos de rocha são geralmente alçados à superfície durante orogêneses e podem

ser de dois tipos: fragmentos mantélicos da base de crosta oceânica, de composição geralmente lherzolítica (rocha do manto não depletado); ou são de origem mantélica sub - continental (manto superior), de composição geralmente harsburgítica (ex. dunito).

A mineralogia de alteração de rochas de composição harsburgíticas são geralmente discutidas no sistema MSH ($\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$), com uma mineralogia resultante formada por brucita + crisotila, crisotila + talco e ainda crisotila + quartzo. Esta mineralogia de alteração dependerá da mineralogia inicial do protólito (harsburgito): forsterita / enstatita.

A mineralogia de lherzolitos aluminosos hidratados são discutido com base no sistema CMASH ($\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$) e praticamente representa o acréscimo de espinélio, diopsídio, anfíbólio cálcico, tremolita e clorita às assembléias produzidas pelo sub - sistema MSH (harsburgito).

A ocorrência de lâminas de tremolita xisto e de clorita xisto com abundante quantidade de opacos intercalados aos talco xisto e serpentinito da Sequência, na área, sugere que representem remanescentes de uma mineralogia metamórfica de rocha ultramáfica de composição lherzolítica.

Em geral estes fragmentos de rochas ultramáficas são referidos como peridotitos do tipo alpino.

IV. 8. COMPLEXO GRANULÍTICO ANÁPOLIS - ITAÚÇU

A)- METAGABRO

Metagabro

- Textura granoblástica a grano - nematoblástica, basicamente de plagioclásio e hornblenda.
- O plagioclásio (~50%, labradorita An_{60}) forma um mosaico poligonizado de cristais idiomórficos (**figura IV.14**), com uma população de granulometria fina em torno de 0,3mm e outra em granulometria grossa em torno de 1mm, eventuais geminações em “chama” e encurvadas.
 - A hornblenda (~50%) verde - verde amarelada, em cristais prismático e subédricos, em parte poligonizados, com granulometria entre 0,6 - 1,2mm, orientados, incipientemente concentrados em bandas.
 - Sobre a matriz, zoizita prismática em granulometria fina.
 - Rutilo ocorre ao centro de epídoto (secundário) circundado por hornblenda.

- A biotita (rara) também ocorre como mineral secundário em associação com epídoto.
- O epídoto forma (eventual) textura simplectítica com plagioclásio (em contato com hornblenda).

O mosaico leucocrático poligonizado desenvolveu-se em condições estáticas, pós cinemática.

Clorita - sericita xisto (metagabro retrometamorfizado)

Textura lepidoblástica formada por sericita e clorita pseudomórficas, moscovita em folhas grandes. Quartzo ocorre de modo subordinado, com incipiente recristalização, extinção em bandas, estirado. Opacos como “manchas” estiradas.

B)- GRANULITOS

Granulito máfico (figura IV.15)

Exibe textura granoblástica à plagioclásio e piroxênios (OPX, CPX).

- O plagioclásio (~70%, labradorita An₆₀), ocorre como cristais prismáticos milimétricos e como cristais submilimétricos, poligonizados, em junção tríplice, parte com extinção ondulante e alguns poucos com lamelas encurvadas.
- OPX (~15%, hiperstênio) e CPX (diopsídio/hedembergita) em cristais prismáticos milimétricos e submilimétricos, poligonizados, em contato mútuo; ou com OPX englobado por CPX.
- Ambos (CPX e OPX) também ocorrem circundados (envolvidos) por hornblenda verde (raramente associada a biotita).
- Opacos ocorrem associados ao piroxênio e anfibólio.

O mosaico poligonizado denota recristalização em condições estáticas, pós - cinemática, em condições de alta temperatura.

Metapiroxenito

Exibe textura granoblástica composta principalmente por CPX (~80%) e OPX (**figura IV.16**).

- OPX em cristais submilimétricos poligonizados e parte em cristais milimétricos prismáticos, englobados em uma matriz composta por CPX.
- O CPX em cristais poligonizados submilimétricos e prismáticos milimétricos (2-3mm), localmente

com as bordas parcialmente alteradas para anfibólio (honblenda verde claro - amarelada) ou totalmente envolvido pelo anfibólio.

V. GEOLOGIA ESTRUTURAL

V. 1. DOMÍNIOS, GEOMETRIA E LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Os traços dos lineamentos estruturais foram obtidos a partir de fotointerpretações e representam o corte de elementos planares pela superfície erosional.

As similaridades na geometria resultante da forma, disposição dos corpos e lineamentos estruturais nos setores leste e oeste da área diferenciam estes dois lados da área, da parte central.

Esta zona central exhibe uma geometria mais complexa, já que os litotipos estão mais fortemente afetados pelos vários eventos deformacionais que atingiram a área. Este setor é definido pelos granitóides sintectônicos, metatonalito, paragnaisse do Grupo Araxá e litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí.

A)- FORMAS, DISPOSIÇÃO DOS CORPOS LITOLÓGICOS, LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Algumas feições destacam-se da geometria e dos lineamentos estruturais da área: o posicionamento dos corpos litológicos e os traços dos lineamentos estruturais. Os corpos rochosos encontram, em geral, orientados à direção nordeste (NE) e com estas extremidades inflexionadas para sul - sudeste (SSE).

Os traços dos lineamentos estruturais estão orientados à direção NE ou como arcos de convexidades voltadas para leste e nordeste (empurrões); ou desenham dobras isoclinais e do tipo *chevron* com flancos em geral orientados à direção NE.

Setor leste

Estas características podem ser observadas nos xistos deste setor. Na porção central - sul da área ocupada por estes litotipos, destaca-se estreita faixa com dezenas de quilômetros de extensão de quartzitos micáceos. Estes litótipos sustentam serras (Serra Caxambu e Felicidade a sul - sudoeste de Hidrolândia) alinhadas ao azimute 60°. A extremidade leste - nordeste (ENE) desta mega - estrutura encontra-se inflexionada para sudeste (SE), na porção onde a serra é cortada pela BR-153, a sul de Hidrolândia.

Os traçados dos lineamentos estruturais observados no interior desta faixa de quartzitos moscovíticos

são dobras isoclinais de flancos verticalizados.

Os caminhamentos feitos em campo, mostraram que estes corpos litológicos, estão cortados por foliações de baixos ângulos de mergulhos para sudoeste.

A zona de contato dos xistos com os *plútons* na região de Varjão - Aragoiânia é marcada por estreita faixa descontínua de granada-biotita-anfíbólio xisto, orientadas na direção NE (faixa entre oeste de Varjão e Aragoiânia). Neste núcleo urbano (Aragoiânia) estes corpos rochosos formam arcos de convexidades voltadas para leste. O conjunto formado pelo enfileiramento destes litótipos demarcam, aproximadamente, o flanco de empurrão de oeste para leste.

Esta estruturação (empurrões) é observada para o conjunto formado por xistos e pelo granitóide a leste - noroeste de Aragoiânia e pela forma da serra sustentada pela rocha ultramáfica do Morro Feio.

Setor central

Na porção central da área os corpos rochosos (granitóides e metatonalito principalmente) estão cortados por lineamentos de direções noroeste (NW). Este lineamento está marcado na faixa ocupada pelos litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, onde vários pequenos corpos rochosos estão alinhados à esta direção: são morrotes sustentados por mármore, milonitos e pequeno corpo de granitóide a norte do núcleo urbano de Cesarina (**mapa anexo**).

O *plúton* de granitóide logo a sul deste núcleo urbano, está em grande parte alinhado à direção leste - oeste (W - E), com sua extremidade leste alinhada (inflexionada) à direção norte - sul. Esta parte do *pluton* está em contato tectônico (empurrão de oeste para leste) com mármore.

Estes mármore sustentam serras que estão alinhadas na forma de arcos de convexidades voltadas para leste. De um e outro lado (leste e oeste) destes mármore encontram-se pequenos morrotes sustentados por uma associação de talco xistos, serpentinito e *metacherts* e quartzo - moscovita xisto (escamas tectônicas imbricadas)

A porção sul desta faixa entre os mármore e o Rio dos Bois é marcada por serras alinhadas à direção norte - sul (N-S). Estas serras são sustentadas por quartzo - clorita xistos (rochas meta - vulcânicas máficas retrometamorfizadas) e por quartzo - moscovita xistos. As elevações sustentadas por este quartzo - moscovita xistos são estruturas arqueadas, de convexidades voltadas para leste, tectonicamente sobrepostas aos gnaisses do Grupo Araxá, na margem leste do Rio dos Bois (**mapa anexo**).

Setor oeste

Na região de Jandaia os corpos de quartzitos moscovíticos formam um traçado descontínuo, dobrado, flancos orientados na direção NE, com dezenas de quilômetros de extensão. Os lineamentos estruturais internos aos flancos dessa mega - estrutura formam desenhos de dobras do tipo *chevron* com flancos paralelos aos traçados da estrutura maior (**mapa anexo**).

Em afloramentos destes corpos rochosos, comumente se observa bandamentos metamórficos dobrados (dobras tipo *chevron*), de dimensões decimétricas e métricas, com vergências para SE.

Na zona interna dessa mega - estrutura, vários pequenos corpos rochosos (granada - mica xisto) estão enfileirados na direção NE. A extremidade nordeste (NE) desta estruturação encontra-se inflexionada para sul - sudeste (SSE).

Os vários corpos de granitóides no entorno destes xistos estão posicionados às mesmas direções nordeste. As estruturas internas à estes litotipos são similares àquelas dos xistos. Os traços dos lineamentos estruturais destes litótipos tem continuidade nos granitóides; os contatos entre estas litologias são tectônicos transcorrentes ou por empurrões (**mapa anexo**).

Na parte norte deste domínio (região de Palmeiras de Goiás), vários corpos rochosos sustentados por xistos encontram-se alinhados à direção norte - sul.

B)- OS POSSÍVEIS SIGNIFICADOS DESTA ESTRUTURAÇÃO

As estruturas observadas nestas análises para os setores leste e oeste, são em grande parte núcleos sinclinais redobrados, que configuram - se como mega - dobras apertadas, cujos eixos mergulham para ENE ou WSW; e, escamas tectônicas imbricadas por empurrões com sentidos de WSW para ENE.

No setor leste, a estreita faixa de quartzitos que configura uma destas estruturas (Serra Caxambu e da Felicidade a sul-sudoeste de Hidrolândia) a zona de charneira na extremidade ENE encontra-se afetada (inflexão para SE) por movimentação transcorrente sinistral de direção NW.

O alinhamento de serras sustentadas por mármore (setor central), possivelmente representa núcleo de estruturas sinclinais, na base das quais encontram-se rochas meta-máficas (anfíbolitos) e metaultramáficas (talco xistos e serpentinito), com *metacherts* e *gondito* associados. O conjunto encontra-se tectonicamente imbricado sobre quartzito - moscovita xisto, granulometria fina, branco, geralmente encontrados na base destas serras.

No setor central, estas transcorrências sinistrais de direções NW afetaram parte dos corpos rochosos. Porém, a feição mais distintiva neste setor são os lineamentos N-S, produzidos por movimentações transcorrentes nessa direção.

No setor oeste, o registro destas movimentações podem ser observados pela inflexão da extremidade NE da mega - estrutura dobrada da região de Jandaia. À oeste do Município de Palmeiras de Goiás a disposição norte - sul dos xistos sugere uma natureza alóctone para estes corpos, devida à estas transcorrências de direções norte - sul.

As similaridades destes elementos estruturais (lineamentos, formas dos corpos rochosos, contatos tectônicos transcorrentes e por empurrões) entre granitóides e metassedimentos na região de Jandaia, sugerem um estilo de ascensão e colocação sintectônicos para estes granitóides. Quanto ao aspecto espacial, estas colocações provavelmente ocorreram em núcleos de estruturas antiformais.

V. 2. ELEMENTOS ESTRUTURAIS LINEARES E PLANARES

A)- LINEAÇÕES MINERAIS E DE ESTIRAMENTO MINERAL

As lineações minerais estão definidas pelos alinhamentos lineares de biotitas, moscovitas e anfibólios (principalmente) e estiramento de grãos de quartzo ou feldspatos. Os indicadores cinemáticos observados, foram formas sigmoidais de feldspatos (principalmente plagioclásio), quartzo e superfícies S - C, impressas por micas ou anfibólios.

As atitudes das lineações minerais e indicadores cinemáticos são constantes em todos os compartimentos. Os indicadores cinemáticos associados à estas lineações definem muito bem uma tectônica de sentido WSW para ENE em toda a região.

Pode-se destacar três grupos de lineações minerais:

- o principal grupo (L_1) é de ampla ocorrência em toda a área e tem direções leste - oeste e nordeste - sudoeste (**figura V.3 e 4**);
- um segundo grupo de lineações (L_2) tem direções NW e é de ocorrência bastante subordinada (**figura V.5 e 7**);
- um terceiro grupo de lineações (L_3 , também de ocorrência bastante subordinada) tem direções norte - sul (**figura V. 6 e 7**).

Ao primeiro grupo de lineações estão associados os indicadores cinemáticos que definem sentidos de movimentações para oeste e nordeste.

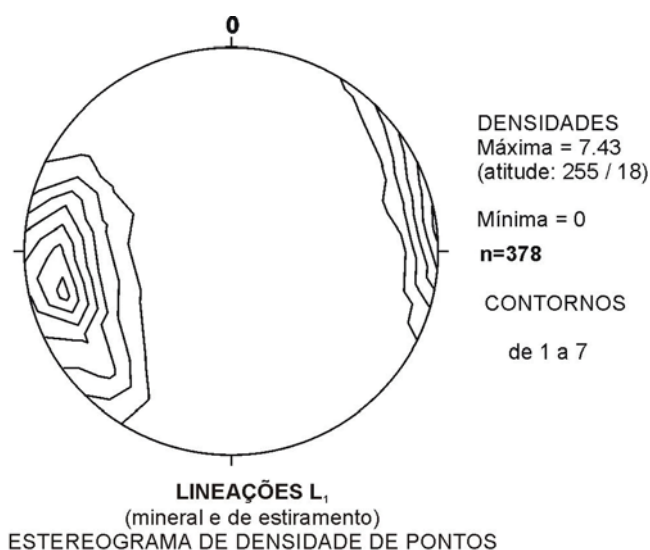


Figura V. 3: Estereograma de contornos (densidades de pontos) para o grupo principal de lineações (L_1).

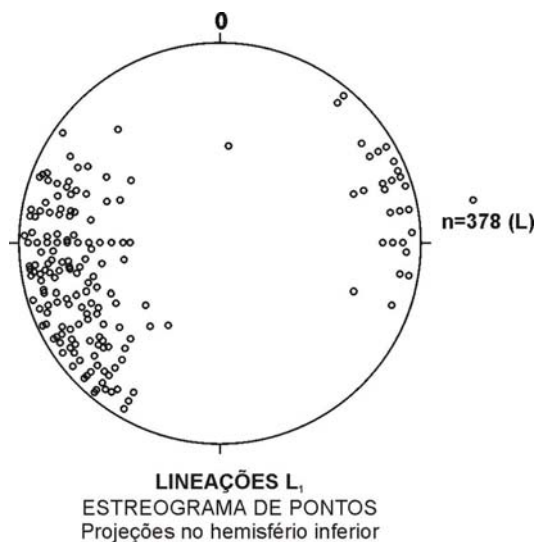


Figura V. 4: Estereograma de pontos para o grupo principal de lineações (L₁).

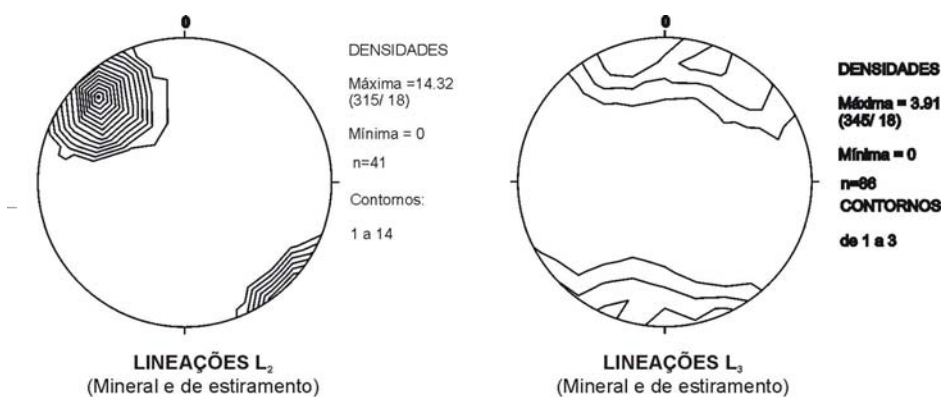


Figura V. 5 e 6: Estereogramas de contornos (densidades de pontos) para os grupos de lineações (L₂ fig. 5; e L₃ fig. 6).

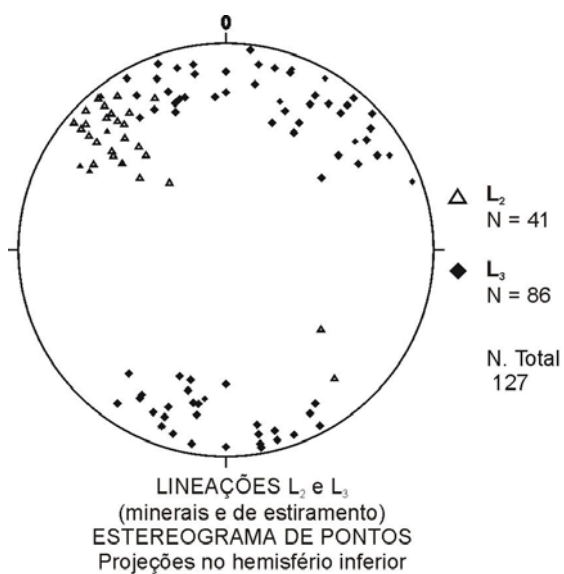


Figura V. 7: Estereograma de pontos para os grupos de lineações (L₂ e L₃).

B)- FOLIAÇÕES

Foliação inclui todo tipo de clivagem: contínua e espaçada, acamadamento e bandamento metamórfico (Hobbs *et al.*, 1976 *apud* Ghosh, 1993).

As foliações impressas nos litotipos da área, em sua maior parte, estão definidas como superfícies planares penetrativas (dúcteis ou tectônicas) e envolvem o arranjo regular dos minerais. Estão impressas pelo alinhamento de filossilicatos (principalmente biotita, clorita e moscovita), anfibólio e de quartzo e feldspato com ou sem estiramento.

As atitudes destes elementos estruturais planares mostram um comportamento algo errático em função da sobreposição dos vários eventos deformacionais.

O principal grupo de foliações (S_1) estão associadas ao grupo de lineações minerais (L_1). Estas foliações estão associados aos empurrões WSW - ENE, responsáveis por estruturas arqueadas (*nappes* de cavalgamentos) para ENE.

O traço das direções destas foliações tem, aproximadamente, o mesmo desenho dos empurrões das mega - estruturas dobradas definida pela disposições dos corpos litológicos de convexidades voltadas para ENE.

Esta configuração pode ser verificada ao longo da faixa à leste de Varjão até Aragoiânia (granitóides), ocupada por corpos litológicos alinhados à direção NE..

No entanto, estes traçados das foliações não são necessariamente paralelizados àqueles definidos pelos contatos dos corpos litológicos (p. ex.: Serra da Felicidade).

Estas foliações (**figura V. 8 e 9**) foram divididas em quatro grupos, listados a seguir.

A)- Foliações com **mergulhos** baixos e moderados para **sudoeste**, associadas a lineações minerais com mergulhos, em geral, para oeste (obíquas à direção da foliação). Estas foliações respondem pelos flancos superiores (norte) dos empurrões de convexidade voltada para leste.

B)- Foliações com mergulhos baixos e moderados para **oeste** (W) e para **sudoeste** (SW). Ambas estão associadas a lineações minerais frontais (com mergulhos para W e para SW). Estas foliações ocupam a parte dos empurrões cujos arcos tem convexidade voltada para E e para NE, respectivamente. No setor oeste pode-se encontrar lentes fêlsicas descontínuas cortadas obliquamente por esta foliação em granitóides (p. ex.: Serra do Paiol Queimado, Rio Capivari, à NE de Jandaia).

C)- Foliações com mergulhos baixos e moderados para NW, associadas a lineações minerais de direções obíquas ou paralelas às direções (NE) das foliações (foliações de baixo ângulo com deslocamentos direcionais).

D)- Foliações com direções leste - oeste associadas a lineações minerais de mesma direção. Foliações de baixo ângulo de mergulho para sul com deslocamentos direcionais foram observadas

localmente (p. ex. na parte sul do setor leste).

Em outros locais ocorrem foliações e bandamentos metamórficos verticalizados de direções W - E, associadas a lineações minerais de mesma direção. Nestes casos, as lentes félsicas descontínuas (leucossomas) e foliações formaram sigmóides e superfícies “S - C” e configuram estreitas zonas transcorrentes. Alguns riachos correm encaixados nestas estruturas (p. ex.: Ribeirão da Posse, à oeste de Aragoiânia).

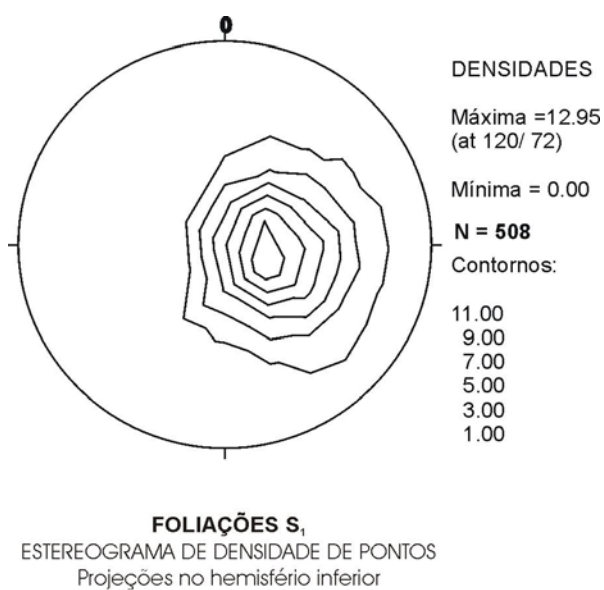


Figura V. 8: Estereograma de contornos (densidade de pontos) para a totalidade das foliações S₁.

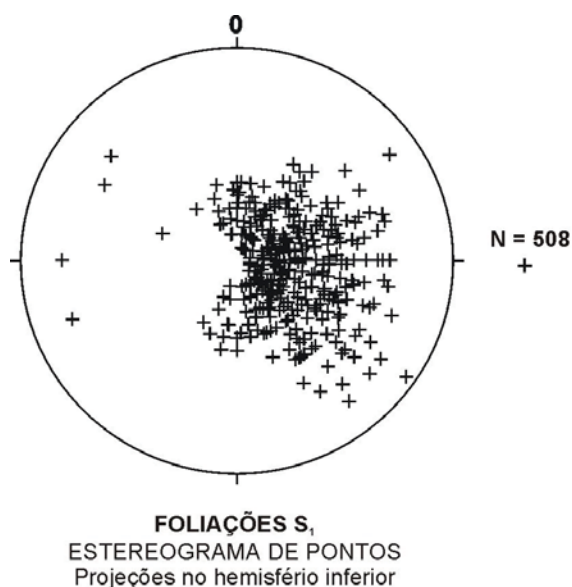


Figura V. 9: Estereograma de pontos para a totalidade das foliações S₁.

Dois outros grupos de foliações, numericamente pequenos, são encontrados:

- **Foliações de direções NW (S_2)**, com mergulhos moderados para SW ou verticalizados, aos quais associam-se lineações minerais de direções NW, oblíquas ou paralelas às direções das foliações. Observou-se bandamento metamórfico cortado por foliação com mergulho moderado para SW, com espaçamento decimétrico, associada a superfícies S - C, as quais definem deslocamentos sinistrais.

À estes elementos estruturais estão relacionados também morrotes e estreitas zonas miloníticas que cortam metatonalito e granitóide micropertítico no setor central.

- **Foliações de direções gerais norte - sul (S_3)**, associadas a lineações minerais horizontalizadas de mesmas direções.

C)- BANDAMENTOS METAMÓRFICOS

Estes elementos estruturais foram observados, geralmente, como dobras tipo *chevron*, apertadas ou isoclinais com vergências para ESE (**Figuras V.10 e 11**). Ocorrem também como isoclinais verticalizados paralelos à direção NE. A maioria das atitudes deste elementos estruturais são paralelizadas a foliações S_1 ; e, parte delas são cortadas obliquamente por estas foliações.

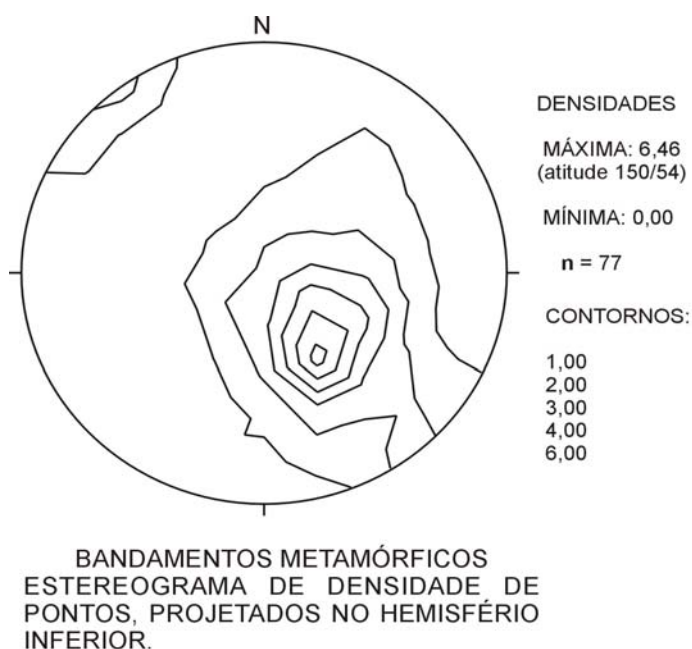


Figura V. 10: Estereogramas de contornos (densidades de pontos) para os bandamentos metamórficos.

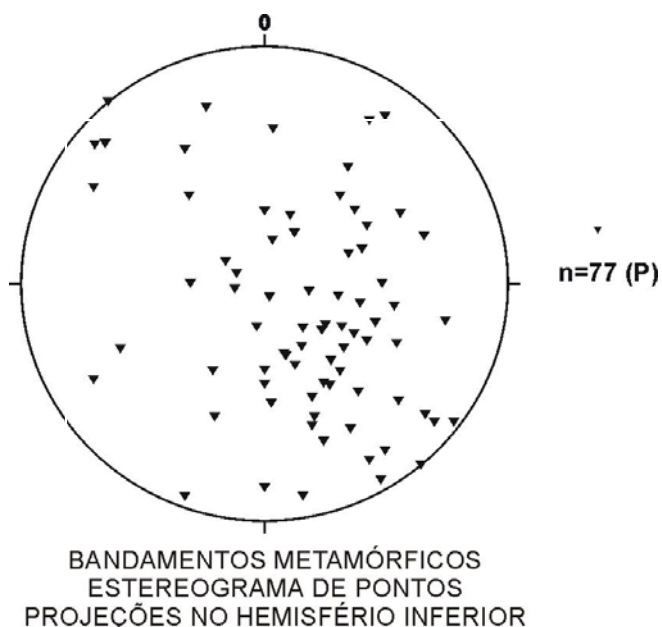


Figura V. 11: Estereograma de pontos, projetados no hemisfério inferior, para a totalidade dos bandamentos metamórficos na área.

V. 3. OS EVENTOS DEFORMACIONAIS

O principal evento deformacional (D_1) registrado nos litótipos da área são falhamentos contracionais (empurrões) produzidos por uma tectônica compressiva de baixo ângulo, de oeste - sudoeste para leste - nordeste (**Figura V.12**).

À estes empurrões estão associados foliações com deslocamentos direcionais nos flancos das *nappes* de cavalgamentos e de mega - estruturas dobradas. Os deslocamentos diferenciais entre estas *nappes* de cavalgamentos também produziram estreitas zonas transcorrentes dextrais de direções W - E (**Figura V.13**).

O paralelismo verificado entre as atitudes dos bandamentos metamórficos (planos axiais) e as foliações S_1 sugerem que ambas são partes de um contínuo e não de eventos distintos.

O regime tectônico seguinte à estes empurrões foi de natureza transcorrente. Os eventos deformacionais que caracterizam este regime são: transcorrências sinistrais de direções NW (**Figura V.14**, D_2) e transcorrências sinistrais de direções N - S (D_3).

Estes eventos deformacionais são responsáveis pelo alinhamento de parte dos corpos litológicos às direções NW e N-S.



Figura V. 12: Corpo de anfibolito (anfibólio xisto) encaixado em mármore, com vergência para leste (mergulho para W). A visada é para sul. Pedreira BR-060, próximo a Indiara.



Figura V. 13: Bandamento metamórfico em metatonalito (paralelo a foliação), verticalizado, direção W-E. Visada para leste. Margem norte do Ribeirão da Posse.



Figura V.14: Bandamento gnáissico em metatonalito cortado por superfícies S-C, de direção NW, mergulho para SW, sentido de movimento para SE. Visada para W. Sapezinho, NW de Varjão.

V. 4. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A configuração geométrica inicial verificada para os corpos rochosos da área teria sido imposta por uma tectônica compressiva no sentido de sudoeste para nordeste, a qual produziu o dobramento isoclinal de mega - escala das supracrustais.

Esta tectônica foi acompanhada de atividade ígnea com consequente colocação de corpos de granitóides em núcleos de anticlinais.

A continuidade deste processo foi responsável pelo redobramento destas estruturas (anti-clinais e sinclinais); gerou deslocamentos direcionais e transcorrências dextrais nos flancos destas estruturas (bordas dos corpos graníticos e metassedimentos dobrados) e imbricamento tectônico de metassedimentos sobre os corpos graníticos.

Este regime culminou com discretas transcorrências dextrais de direções W - E.

A estes regime tectônico compressivo estão associados os empurrões responsáveis pelos empilhamentos de escamas tectônicas (*nappes* de cavalgamentos).

Os estágios deformacionais posteriores estão caracterizados por um regime transcorrente.

O primeiro estágio inflexionou as estruturas anteriores como respostas a movimentações transcorrentes sinistrais de direções NW.

O segundo estágio, produziu transcorrências sinistrais de direção norte - sul e respondeu pelo imbricamento de escamas tectônicas na direção norte - sul.

VI. RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E COMPARTIMENTAÇÃO PROPOSTA

GRANITOS SINTECTÔNICOS

Nesta Unidade foram reunidos os Granitos Tipo Aragoiânia (Lacerda Filho, 1989 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999), os Ortognaisses do Oeste de Goiás (Pimentel *et al.* 1991; Pimentel & Fuck, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999) e a Suite Rio Caiapó (*sin-* a tarditectônicos) (Pimentel & Fuck, 1987, 1992 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999).

O pequeno corpo granítico que ocorre na área encaixado nos metassedimentos do Grupo Araxá, junto ao contato tectônico com o metatonalito foi tomado como referência (Lacerda Filho, 1989 *apud* Lacerda Filho *et al.* 1999) para denominar um conjunto de corpos graníticos sintectônicos como Granitos Tipo Aragoiânia.

Os granitóides da área, que ocorrem à oeste do Rio Capivari e arredores de Palminópolis,

apresentam características típicas às descritas para os Ortognaisses do Oeste de Goiás: são bandados, com bandas máficas à base de biotita e hornblenda, localmente migmatizado e alojam (tectonicamente) fragmentos de gnaisses arqueanos (Gnaiss Ribeiro).

O granitóide encontrado na região de Varjão, apresentam elementos estruturais e características petrográficas típicas daquelas relatadas para granitóides da Suite Rio Caiapó, com foliação magmática e cristais centimétricos de microclínio alinhados à direções aproximadamente norte - sul.

O conjunto de corpos granitóides que ocorrem na área e reunidos sob a designação de Granitos Sintectônicos apresentam características estruturais que sugerem um estilo de ascensão e colocação sintectônicos: similaridades entre as estruturas internas (foliações, lineamentos estruturais) dos corpos e das encaixantes, formas e alinhamentos dos corpos rochosos, contatos tectônicos transcorrentes e por empurrões entre granitóides e metassedimentos. Estas colocações provavelmente aproveitaram núcleos de estruturas antiformais.

Os conjuntos também apresentam características microtexturais, composições mineralógicas (à base de microclínio com mais ou menos micropertitas) e tipos composicionais similares (sienogranitos e monzogranitos). Portanto, estes conjuntos podem ser reunidos como granitos tipo “S” sin-colisionais.

As idades relatadas para essas várias unidades são relativamente próximas: 900 Ma (Granitos Tipo Aragoiânia); 899 Ma (Ortognaisses do Oeste de Goiás); e 585 Ma à 759 (granitóides da Suite Rio Caiapó). Os Ortognaisses do Oeste de Goiás e a Suíte Rio Caiapó (Seer, 1985; Pimentel *et al.*, 1985; Pimentel & Fuck 1986, 1992, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999; Pimentel & Fuck, 1987), são também interpretados e reunidos como pertencentes ao Arco Magmático de Goiás (Pimentel, Fuck & Del’Rey Silva, 1996; Pimentel *et al.*, 2000a).

A formação deste arco magmático está associada a um magmatismo ocorrido durante o período 600 Ma a 900 M (Pimentel *et al.* 2000a, 200b).

As similaridades entre os Granitos Tipo Aragoiânia e os demais conjuntos de granitóides que ocorrem na área (Ortognaisses do Oeste de Goiás e Suite Rio Caiapó); e com base nas definições do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, vários artigos), todos estes granitóides podem ser reunidos como parte dessa unidade lito-tectônica (Arco Magmático de Goiás).

O limite oeste da quadrícula é marcado por uma faixa transcorrente de direção norte-sul, de expressão regional, que no esquema de estruturação de Lacerda Filho (1999) representaria o limite do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, vários artigos). A região à leste desta megaestrutura (área deste trabalho) está ocupada pelos Terrenos Granito - Gnáissicos, naquela cartografia.

GRUPO ARAXÁ

Neste trabalho esta unidade está representada pelos metassedimentos que ocupam quase toda a porção leste da quadrícula e a região no entorno do núcleo urbano de Jandaia, na porção oeste da área.

Além dos quartzitos e quartzo - moscovita xisto, são encontrados naquela região quartzo - granada mica xisto com estaurolita, intercalados aos primeiros. Este litotipo, com estaurolita, é referido como pertencente ao Grupo Araxá (Leonardos *et al.* 1990). Deste modo, admite-se aquela sequência como equivalentes estratigráficos dos quartzitos e quartzo mica xistos que ocorrem na parte leste da área.

Estes metassedimentos que ocorrem na região de Jandaia são admitidos como pertencentes à Sequência Vulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

Os quartzitos ocupam núcleos de estruturas sinclinais na área (**perfis no mapa anexo**). Neste esquema de estruturação, estes quartzitos ocupam o topo da sequência, na porção intermediária encontra-se o quartzo - moscovita xisto, branco, de granulometria fina; e na base encontram-se os quartzo - granada - mica xistos. Na região de Jandaia não se observou a ocorrência do quartzo - moscovita xisto, branco, fino, intercalado entre o quartzito e quartzo - granada mica xisto.

Na parte leste da área, predominam os quartzitos e quartzo granada mica xistos. Nessa parte da quadrícula, o quartzo - granada - biotita - clorita xisto ocupa quase toda a porção leste, enquanto que o quartzo - granada - biotita xisto aparece mais a oeste.

Nesta estreita faixa, em contato tectônico com o metonalito, observou-se a seguinte sequência, do topo para base: quartzito / quartzo - moscovita xisto, quartzo - granada - biotita xisto e quartzo - granada - biotita - anfíbólio xisto (**perfis no mapa anexo**).

Observa-se um sequenciamento destes litotipos, de topo para base, de leste para oeste, até a porção central da área (metatonalito). No extremo oeste deste sequenciamento (porção central da área), ocorre o granada - biotita - cianita/silimanita gnaiss.

Deste modo, o empilhamento estratigráfico dos litotipos que compoem o Grupo Araxá na área, é admitido neste trabalho como sendo o seguinte (do topo para a base):

- quartzitos e quartzo - moscovita xistos;
- quartzo - moscovita xisto, fino, branco;
- quartzo - granada - clorita xistos;
- quartzo - granada - biotita xistos;
- quartzo - granada - biotita - anfíbólio xistos;
- granada - biotita - cianita/silimanita gnaiss.

Os quartzo-mica xistos que ocorrem na parte leste da área, estão reunidos nas Unidades A e B, de Lacerda Filho (1999).

ASSOCIAÇÃO ORTOGNÁISSICA E MIGMATÍTICA

A faixa afunilada ocupada por granitóide sintectônicos e metatonalito, na porção aproximadamente central da área são referidos como uma Unidade granito-gnáissica, admitido por Lacerda Filho (1999) como um segmento do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu (ao qual poderiam estar associadas rochas do Complexo Goianira - Trindade e Associação Ortognáissica Migmatítica).

Esta faixa é amplamente ocupada pelo metatonalito, mas além desta unidade, também foram individualizados representantes dos *plútons* sintectônicos e o paragnaisse do Grupo Araxá.

O metatonalito e o meta-quartzomonzodiorito estão vinculados à Associação Ortognáissica Migmatítica, este trabalho.

O meta-quartzomonzodiorito ocorre como um corpo plutônico à leste de Palminópolis (porção oeste da área) e como um pequeno corpo intercalado por imbricamento tectônico nos mármore da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, na faixa central da área.

Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí (Segmento Mossâmedes - Edealina)

A seção basal desta unidade é encontrada na área como uma sequência composta de rochas metamáficas (anfíbólio xisto), meta-ultramáficas (talco xisto e serpentinito) e *metacherts* (principalmente gondito).

Esta sequência é típica na área e esta estreita associação entre os litotipos sugere um contexto de fundo oceânico, em um ambiente químico exalativo (*metachert*) para a sua formação. Estes contexto caracterizaria estas rochas como metavulcânicas máficas e ultramáficas, como são referidas na definição da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí (Lacerda Filho et al., 1999).

Estas rochas meta-máficas e ultramáficas estão espacialmente associadas aos mármore (calcítico e metaritmito) o qual, aparentemente, ocupa núcleos de estruturas sinclinais. De acordo com esta estruturação, o mármore calcítico concentra-se na parte mais interna da estrutura e está sotoposto por metaritmito carbonático, (quartzo) - moscovita xisto, cianita xisto (intercalado a quartzo moscovita xisto) e quartzo moscovita xisto com intercalações de lâminas de espessura decimétrica de anfibólitos (anfíbólio xisto).

Portanto, esta unidade representa a unidade superior da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns -

Itaberaí **na área**. Esta unidade superior tem os mármore no topo da sequência e quartzo - moscovita xisto com intercalações de anfibolito, na base. Este conjunto está sotoposto pela unidade inferior (basal) representada por rochas metamáficas e ultramáficas (anfibolito, talco xisto, serpentinito) e *metachert*.

Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí (Segmento Mossâmedes - Edealina) e Associação Ortognáissica e Migmatítica

As idades da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí referidas na literatura, são um pouco inferiores relativamente às idades de rochas da Associação Ortognáissica e Migmatítica.

Para a Sequência são referidas idades Rb-Sr de 1.935 Ma e 1.978 Ma, com baixas razões iniciais de 0,7023 (Pimentel & Fuck, 1990, Pimentel *et al.*, 1996, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999); e idades Sm-Nd, T_{DM} de 2.200 Ma, com $\epsilon_{Nd} +0,5$ (Pimentel, *et al.* 1996, *apud* Lacerda Filho *et al.*, 1999). Enquanto que **granitóides** desta Associação produziram isócronas de **2.000 $\pm$ 70 Ma**, com $R_o = 0,7007 \pm 0,0023$; e, **2.160 $\pm$ 30 Ma**, com $R_o = 0,7199 \pm 0,006$; interpretados como a idade da migmatização.

No entanto, a presença de xenólitos de metassedimentos da Sequência no metatonalito da Associação Ortognáissica e Migmatítica, evidenciam um caráter intrusivo do **metatonalito** em rochas da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí.

Anfibolito (anfíbólio xisto, fino) desta Sequência também são encontrados como placas de espessuras centimétricas paralelas à foliação e bandamento metamórfico do metatonalito. A forma (tipo “fôlhas”) como estes enclaves ocorrem, sugerem um caráter sintectônico para a colocação destas rochas metavulcanicas máficas no metatonalito (Associação Ortognáissica Migmatítica), possivelmente plano axial a dobramentos isoclinais.

Com base nestas evidências de campo, o metatonalito e meta-quartzomonzodiorito vinculados à Associação Ortognáissica e Migmatítica estão colocados acima da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, no empilhamento estratigráfico adotado para a área neste trabalho.

VI. 1. EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO

O empilhamento estratigráfico está baseado nas datações cronológicas e propostas disponíveis para as grandes unidades geológicas que ocorrem na área. Este conjunto de informações foi complementado pelos entendimentos das relações de campo verificadas (e discutidas acima) entre estas unidades litológicas e entre os diversos litotipos que as compoem. Esta estratigrafia está adotada no mapa geológico em anexo.

Adotou-se o seguinte empilhamento estratigráfico, da base para o topo:

- **Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu**, representado na área por meta gabro, granulito máfico e ultramáfico (piroxenito);
- **Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí**; com uma sequência composta (da base para o topo) na área por serpentinito, talco xisto e *metachert*, anfibólio xisto (unidade basal); quartzo - moscovita xisto com intercalações de anfibolito; cianita xisto (com intercalações de quartzo moscovita xisto), (quartzo) moscovita xisto, metaritmito carbonático e mármorecalcítico (unidade intermediária);
- **Associação Ortognáissica e Migmatítica**, representada na área por metatonalito e meta-quartzomonzodiorito;
- **Gnaiss Ribeiro**;
- **Grupo Araxá**, composta na área por quartzito, quartzo mica xisto, quartzo - granada - mica xisto, quartzo - granada - biotita - anfibólio xisto e granada - biotita - cianita / sillimanita gnaiss;
- **Ultramáfica Morro Feio**;
- **Granitos Sin- a Tarditectônicos**, representados na área por Granitos Tipo Aragoiânia, Ortognaiss do Oeste de Goiás, Suite Rio Caiapó; vinculados ao **Arco Magmático de Goiás**.

VII. METAMORFISMO

VII. 1 DADOS E DISCUSSÃO

Introdução

Os dados e discussões a seguir estão apresentados para cada conjunto litológico e dentro de cada um desses conjuntos (rochas metassedimentares, meta-máficas), são feitas as referências às unidades geológicas a que pertencem.

As discussões são feitas com base nas análises petrográficas apresentadas no Capítulo da Geologia Local, associações mineralógicas características e diagnósticas para o metamorfismo de cada grupo de rocha.

As análises concentram-se sobre as litologias que são representativas para o diagnóstico das condições de pressão e temperatura de formação dos minerais metamórficos: rochas metassedimentares e rochas meta-máficas.

VII. 1. 1 METASSEDIMENTOS (XISTOS E GNAISSES)

Litotipos da área e assembléias minerais metamórficas características

GRUPO ARAXÁ

Os metassedimentos desta Unidade estão representados por xistos e gnaisses. Os xistos ocupam a maior parte da porção leste da área e a região de Jandaia. Estes litotipos, suas paragêneses metamórficas e minerais acessórios representativos são apresentados a seguir:

- Quartzo - moscovita xisto;
- Quartzo - moscovita xistos com estauroлита;
- Quartzo - granada mica xistos, com moscovita, biotita, clorita e raros plagioclásios. A clorita ocorre como substituição parcial de biotita e eventualmente de granadas.
- Quartzo - granada mica xistos, com moscovita, biotita, com rutilo e plagioclásio como acessórios.
- Quartzo - granada - mica - anfibólio xisto, com rutilo e plagioclásio como acessórios. A biotita mostra-se como estreita borda de cristais de anfibólio.

- Granada - biotita - cianita / sillimanita gnaiss.

O paragnaisse tem uma ocorrência restrita aos limites leste da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí e apresenta a cianita parcialmente substituída por sillimanita.

SEQUÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR ANICUNS - ITABERAÍ

Junto ao contato com o paragnaisse e metatonalito, paralelo ao Rio dos Bois na porção central da área ocorrem quartzo - moscovita - cianita xisto (com rutilo).

Já os quartzo - moscovita xisto e mármore são de ampla ocorrência. Também são encontrados *metachert* associados a rochas metamáficas (anfibolitos) e ultramáficas (serpentinito e talco xisto).

VII. 1. 2. CARACTERÍSTICAS DOS PROTÓLITOS ASSOCIADOS

De modo geral, estes litotipos são reportados como derivados de rochas pelíticas e denominados genericamente de metapelitos. Este termo é usado para designar rochas metamórficas derivadas de sedimentos argilosos, caracterizados por uma mineralogia de granulometria muito fina e dominada por minerais de argila.

As particularidades químico-mineralógicas destes sedimentos argilosos típicos são um alto conteúdo de alumínio, sílica, água, Fe total cima de 10% em peso e uma certa quantidade de magnésio. O que se expressa por uma mineralogia composta por grande quantidade de filossilicatos aluminosos, quartzo em variadas proporções modais, feldspatos (detriticos) ou ainda óxidos e hidróxidos de Fe (magnetita, hematita, limonita) ou sulfetos.

As variações nessas composições de rochas primordiais são referidas como **semi**-pelitos. Em geral incluem uma menor proporção de argila e uma maior proporção de SiO₂, quartzo e feldspato, com consequentes variações na sua assembléia metamórfica.

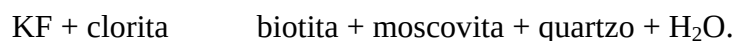
Como consequência da grande quantidade de água presente nos sedimentos, o metamorfismo destas rocha começa em condições altamente hidratadas (Bucher & Frey, 1994; Yardley, 1991).

VII. 1. 3. METAMORFISMO DOS METASSEDIMENTOS PELÍTICOS

As assembléias mineralógicas metamórficas dos litotipos encontrados na área, correspondem

a boa parte do esquema clássico de zoneamento: zona da biotita, da granada, da estauroлита e da cianita.

Os xistos do Grupo Araxá na porção leste da área, mostram uma sequência metamórfica progressiva de leste para oeste. Nestas condições, a **zona da biotita** é a primeira a aparecer. O aparecimento deste mineral, para protólitos não estritamente pelíticos (grauvacas), pode dar-se pela reação contínua



Para metassedimentos provenientes de pelitos típicos, a biotita pode formar-se em temperaturas mais altas pela reação contínua,



As associações granada-biotita (+ muscovita) com e sem clorita.

Estas associações caracterizam a **zona da granada**, na sequência (progressiva) deste zoneamento. O desenvolvimento da granada pode acontecer pela reação contínua

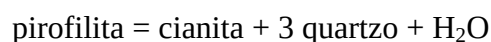


A **clorita** pode fazer parte da associação mineralógica tanto na zona da biotita quanto na zona da granada. Porém, ocupa a região de menor temperatura do intervalo de estabilidade dessas associações. Ou seja, em cada uma das reações mineralógicas acima, esse mineral será consumido na medida em que aumenta a temperatura em um metamorfismo progressivo (a reação progride para a direita); ou, é novamente formado em um percurso retrometamórfico (a reação progride para a esquerda), como é o caso das amostras observadas nos xistos do Domínio I.

O mineral **rutilo** observado em associação com o par granada - biotita (limite oeste Domínio I) é um acessório que geralmente ocorre na zona da cianita do esquema *Barroviano*.

A associação cianita-muscovita-quartzo

A ocorrência apenas da cianita, não associada a outro dos polimorfos de alumínio neste xisto, define distintivamente a **zona da cianita**. Seu aparecimento é atribuído a condições de pressões relativamente mais altas, já que este mineral é o polimorfo estável em pressões maiores. Esta associação pode ter sido formada através da reação



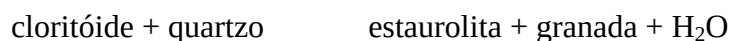
Porém, a **zona da cianita** pode incluir assembléias da zona da estaurolita, como a granada, estaurolita, biotita, além da cianita mais moscovita e quartzo.

A associação granada-biotita/moscovita ($\pm$ estaurolita)

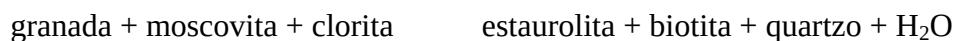
Esta associação caracteriza a **zona da estaurolita** em xistos do Grupo Araxá, na porção oeste da área.

A ocorrência da estaurolita está associada a metassedimentos provenientes de sedimentos aluminosos (pelitos típicos). Porém, a sua formação pode ser dificultada pela ocorrência de plagioclásio nestas condições metamórficas. O cálcio, eventualmente presente na rocha, pode combinar-se com Al para formação da componente anortita do plagioclásio. Isto contribui para a redução da quantidade de alumínio disponível no sistema. Esta pode ser a razão pela qual este mineral (estaurolita) não foi observada na zona da granada dos metassedimentos do Grupo Araxá do lado leste .

A estaurolita pode formar-se a partir da quebra do cloritóide pela reação descontínua



Em rochas de composições não apropriadas para formação do cloritóide, a estaurolita pode formar-se pela reação descontínua,



A associação **granada-biotita-cianita/silimanita** caracteriza a **zona da silimanita** a qual difere da zona da cianita pela substituição (transição polimórfica cianita $\rightarrow$ silimanita) deste último aluminossilicato (cianita) pelo primeiro (sillimanita) que é o mineral índice desta zona. Porém, comumente a cianita ainda está presente nesta zona.

A formação desta assembléia mineral pode ocorrer pela quebra da estaurolita. Ainda dentro da zona da cianita e em rochas com a assembléia granada + estaurolita + biotita + moscovita + quartzo, o desaparecimento da estaurolita e estabilização do par cianita-biotita se dá pela reação descontínua,



Na zona da silimanita e em rochas com moscovita + quartzo, o desaparecimento da

estauroлита se dá pela reação descontínua estauroлита + moscovita + quartzo = granada + biotita + cianita/silimanita + H₂O (ou estauroлита + quartzo = granada + cianita/silimanita + H₂O no limite superior do campo da estauroлита)

CONTEXTO TECTÔNICO ASSOCIADO

Todos os litotipos apresentados acima são exemplos clássicos de rochas formadas por um tipo de metamorfismo denominado de Barroviano. Este é um tipo de metamorfismo orogênico, encontrado em terrenos metamórficos de muitos cinturões orogênicos, de condições de pressão e temperatura intermediários (Yardley, 1991). O percurso deste metamorfismo segue, aproximadamente, ao longo de uma geoterma orogênica paralelizada ao limite do campo de estabilidade da cianita (geoterma do tipo cianita, Bucher & Frey, 1994).

VII. 1. 4. TEMPERATURAS DE METAMORFISMO NO SISTEMA KFMASH

As temperaturas de equilíbrio das assembléias que ocorrem em rochas desta natureza, são acessadas através de estudos teóricos e trabalhos experimentais, feitos com base no sistema que reúne os seis componentes SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O e H₂O (KFMASH), os quais representam a composição da maioria dos metapelitos típicos.

A representação gráfica das composições e relacionamento entre as fases nesse sistema é feita através dos diagramas AFM (Al₂O₃, FeO (+Fe₂O₃), MgO). Esta simplificação é baseada no fato de que a maioria das reações entre as fases ocorre na presença de quartzo, moscovita e água. Detalhes adicionais sobre estes procedimentos podem ser encontrados em Yardley (1991) ou Bucher & Frey, (1994).

As associações minerais metamórficas típicas de rochas dessa natureza estão representadas em gráficos AFM para todo espaço de metamorfismo. Na **figura VII.1** estão apresentados os gráficos com as associações minerais pertinentes aos litotipos da área. Nestes diagramas também se destacam os intervalos de temperatura de metamorfismo em que estas assembléias são estáveis neste sistema. Estes equilíbrios consideram um percurso metamórfico ao longo de uma geoterma hipotética de pressões intermediárias (geoterma da cianita).

O par **cloritóide - clorita** forma-se na fase inicial do metamorfismo de metapelitos, na temperatura de cerca de 300°C e a associação é estável até 400°C. Mas a estabilidade da associação **cloritóide - clorita - granada** cobre o intervalo de **450°C até 550°C**.

O par **biotita - clorita** aparece na temperatura de **400°C**, mas a estabilidade da associação **granada - biotita - clorita** nos xistos do Domínio I, cobre o intervalo de temperatura de **520°C** (para biotita-clorita mais ricas em Fe) a **600°C** (para cloritas mais magnesianas e biotitas de composições intermediárias, relativamente à razão Fe/Mg). Este intervalo de temperatura corresponde a condições de fácies anfibolito inferior a médio.

A partir de 520°C a clorita começa a ser gradualmente substituída pelo par **granada - biotita**. À temperatura de **620°C** apenas o par **granada - biotita**, (xistos e gnaisses / migmatitos), pode ser estável até a temperatura de **680°C** (para biotitas cada vez mais magnesianas), em condições de fácies anfibolito superior. A anatexia verificada no migmatito do lado oeste da área é o provável resultado de temperaturas desta magnitude no percurso metamórfico desta rocha.

O par **granada - estaurolita** aparece na temperatura de **560°C**, mas a estabilidade da associação **granada - estaurolita - biotita** (observada apenas nos xistos da região de Jandaia, Grupo Araxá) cobre o pequeno intervalo de **620°C à 670°C**, na transição do fácies anfibolito médio ao anfibolito superior (**figura VII.1**).

O par **cianita - quartzo** pode se formar na temperatura de cerca de 370°C a partir da pirofilita (reação pirofilita = cianita + 3 quartzo + H₂O); enquanto que a **moscovita** pode aparecer em uma temperatura pouco acima de 400°C (**figura VII.2**), através da reação.



O limite superior da temperatura de estabilidade dessa associação (quartzo-moscovita-cianita) pode ser definido como aproximadamente 670°C (início de fusão de rochas de composição granítica em condições hidratadas). Portanto, pode-se admitir um intervalo de temperatura em torno de **400°C à 670°C** para a estabilidade desta assembléia mineral (**figura VII.2**).

No entanto, em condições “secas” a associação **moscovita - quartzo - cianita** pode ser estável até temperaturas superiores a 800°C, limitada pela curva do equilíbrio



A associação granada - biotita - cianita/silimanita (fibrolita)

A estabilidade desta associação ocorre na temperatura de **680°C (figura VII.1)**. Nestas condições o metamorfismo da rocha atingiu o grau metamórfico de fácies anfibolito superior em uma condição de temperatura que responde pelo início da fusão de rochas crustais em condições hidratadas. Este processo está expresso pela migmatitização verificada nesta rocha.

Sequência de assembléias minerais em rochas metapelíticas, sob metamorfismo progressivo. Projeções do sistema KFMASH nos diagramas AFM. (Bucher & Frey, 1994)

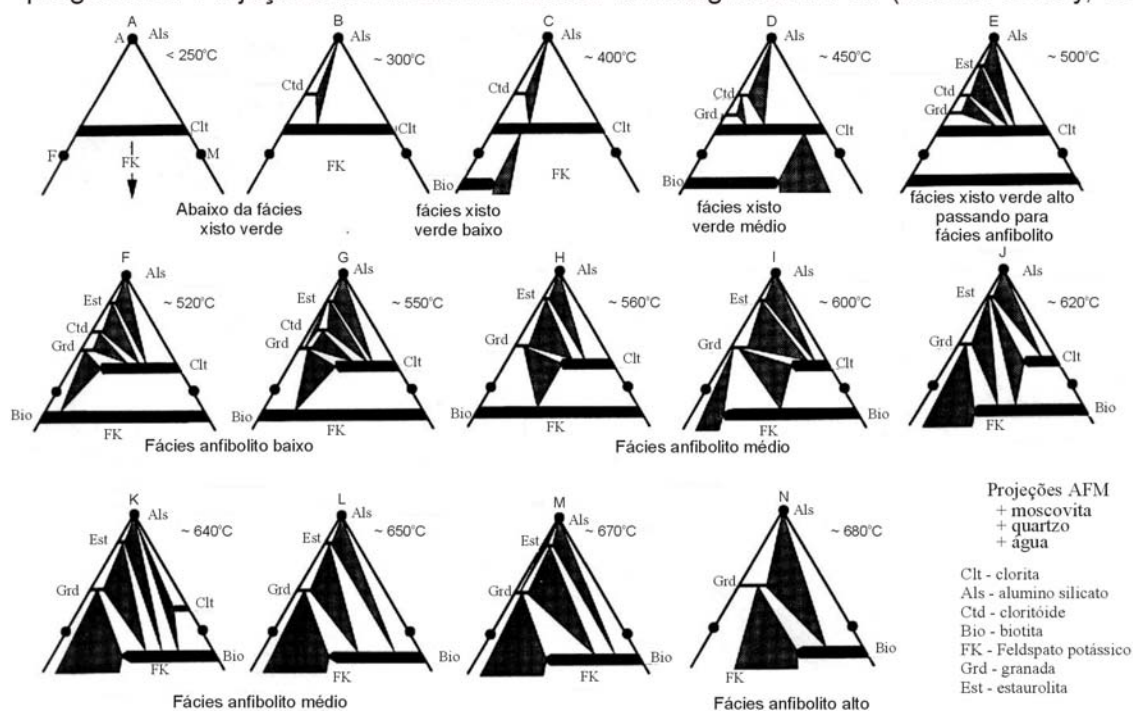


Figura VII.1: Representação gráfica do sistema ternário AFM para o metamorfismo no sistema KFMASH.

VII. 1. 5. MIGMATITOS

A fusão de rochas crustais é produzida pela elevação da temperatura de metamorfismo a níveis muito altos. A temperatura em que esse início do processo de fusão acontecerá depende também da pressão, composição da rocha e quantidade de água presente. Rochas de origem crustal (composição granítica) podem começar a fundir a uma temperatura de aproximadamente 660°C (**figura VII.2**), enquanto que as de composições basálticas começam a fundir a 800°C em condições hidratadas. Já em condições secas, estes valores sobem para temperaturas superiores a cerca de 1000°C (Atherton & Gribble, 1983; Ashworth & Brown, 1990).

Como se observa dos equilíbrios de fases e diagramas AFM para o sistema KFMASH, os campos de estabilidade de várias associações minerais metamórficas podem alcançar temperaturas de fusão parcial de rochas crustais hidratadas (faixa de 650-750°C).

A associação granada - biotita - cianita (silimanita)

A temperatura de estabilidade (680°C) da assembléia composta pela granada, biotita, silimanita é condizente com a fusão parcial verificada neste paragnaisse (migmatítico do Grupo Araxá).

O processo de anatexia pode ter sido iniciado pelo aumento da temperatura até esse limite. O fato de que este paragnaisse está no entorno de pequeno *plúton* tonalítico com enclaves de supracrustais, sugere que a colocação deste corpo forneceu calor para a transição polimórfica cianita → sillimanita.

A presença de opacos associados à assembléia composta pela granada, biotita, cianita e sillimanita, tratando-se possivelmente de ilmenita poderia estar relacionada com o equilíbrio



onde a ilmenita indica o campo de pressão inferior da curva. Esta indicação sugere que a rocha residiu em um campo de pressão anteriormente mais alto, o que corresponderia a pressões em torno de 10 kbar.

Por outro lado, a associação da granada com a cianita e a transição polimórfica podem significar que a rocha caminhou para pressões inferiores até alcançar o limite entre os campos da cianita e da silimanita na faixa de temperatura de fusão parcial.

É provável que a migmatitização tenha ocorrido principalmente em função de um aumento da temperatura (metamorfismo progressivo). Mas é possível que um declínio da pressão tenha ocorrido concomitantemente.

A associação granada - biotita

Os granitóides sintectônicos (Ortognaisse do Oeste de Goiás) da parte oeste da área são caracterizados pelo par mineral metamórfico granada - biotita e exibe feições de fusão parcial (migmatito estromático) com extensiva anatexia (bolsões graníticos).

A temperatura de estabilidade deste par mineral pode alcançar a curva de fusão parcial de rochas crustais hidratadas. A composição inicial da rocha que sofreu a anatexia poderia ser considerada como “granítica” (granada - biotita gnaiss) porém, a este gnaiss intercalam-se níveis com hornblenda e plagioclásio. Ao final, poder-se-ia considerar uma rocha de composição total tonalítica, cuja fusão acontece em temperaturas um pouco superiores.

Por outro lado, a presença da granada e ausência de cordierita é indicativa de pressões intermediárias ou relativamente altas, anteriormente ao início da fusão da rocha. Em se tratando de uma rocha composta por grande quantidade de minerais hidratados (biotita e em menor quantidade hornblenda), a anatexia deve ter ocorrido preferencialmente em função de um aumento de temperatura e em um campo de temperatura e pressão intermediários.

VII. 1. 6. CONSIDERAÇÕES SOBRE PRESSÕES DE METAMORFISMO

As condições de **pressão mínimas** de estabilidade das associações minerais metamórficas podem ser visualizadas em um diagrama pressão *versus* temperatura. Vários desses equilíbrios podem ter suas pressões estimadas se projetados a partir de uma hipotética geoterma da cianita (**figura VII.2**).

A associação granada - biotita - clorita (+ moscovita)

Se projetado a partir da geoterma da cianita no sistema KFMASH, a curva do equilíbrio clorita - moscovita - **granada - biotita** corresponderia a temperatura de 520°C e pressão mínima de **4,7 kbar (figura VII.2)**. Este valor representa, provavelmente, as condições mínimas de pressão dos xistos da maior parte da área a leste da quadrícula.

O mineral **rutilo** observado em associação com esse par de mineral metamórfico (granada - biotita) é um acessório indicativo de pressões relativamente mais altas, já que o aparecimento desta fase de titânio é favorecida por um incremento das condições de pressão do sistema (limite dos metassedimentos do Grupo Araxá com o metatonalito, entre Aragoiânia e Varjão).

A assembléia mineral (**granada - rutilo**) tem a sua formação relacionada à reação



O par mineral granada - rutilo pode ser usado para inferir pressões mínimas de metamorfismo mesmo em rochas em que faltam as fases minerais restantes desse equilíbrio (Bohlen, Wall & Boettcher, 1983a).

A curva deste equilíbrio é bastante apropriada como um indicador de pressão. A projeção daquela temperatura de estabilidade do par granada-biotita (acima de 520°C) sobre o seu traçado indica uma pressão em torno de **10 kbar (figura VII.2)**.

A associação **granada - biotita** (sem clorita) também caracteriza o mesossoma de **migmatito** (lado oeste da áreaS). Neste caso, a **anatexia** sofrida pela rocha indica que o limite superior da temperatura de estabilidade da associação (cerca de 680°C) deve ter sido atingido ou até mesmo ultrapassado. A presença da granada e ausência de cordierita neste migmatito é indicativa de que este limite foi alcançado em condições de pressões intermediárias ou relativamente altas. A projeção desta temperatura sobre uma geoterma da cianita corresponde a pressão de aproximadamente **7,5 kbar** (**figura VII.2**).

A associação cianita - moscovita - quartzo, com rutilo (Sequência Anicuns - Itaberaí)

Esta associação pode cobrir um amplo intervalo de temperatura e pressão. Se projetado a partir de uma geoterma da cianita este intervalo de temperatura (370°C a 670°C) corresponderia a um intervalo de pressão de cerca de **3 kbar à 7 kbar**.

Por outro lado, o limite superior de estabilidade da associação moscovita - quartzo - cianita em condições “secas”, alcança pressões superiores a **10 kbar** no campo de estabilidade da cianita (**figura VII.2**).

A associação granada - biotita - estaurolita (Grupo Araxá)

O campo de estabilidade da estaurolita tem um intervalo de temperatura de aproximadamente 520°C - 670°C sobre a geoterma da cianita. Esta faixa corresponde a pressões de cerca de **4,7 kbar à 7,2 kbar**. Note-se que este campo é estreito relativamente à temperatura, mas estende-se a pressões tão altas quanto cerca de 12 kbar (**figura VII.2**).

A associação granada - biotita - cianita/silimanita (Grupo Araxá)

A coexistência da cianita e silimanita indica condições de pressão e temperatura (de pico metamórfico) da rocha ao longo do limite entre os campos destas fases minerais. Portanto, a temperatura de estabilidade (680°C) desta assembléia mineral metamórfica corresponde a um valor de pressão em torno (pouco acima) de **7,5 kbar**.

A presença (provável) de ilmenita associada à paragênese composta por granada, cianita, poderia indicar que a formação desta assembléia esteve associada ao equilíbrio



Na curva deste equilíbrio a ilmenita representa o campo de pressões inferiores. A máxima

pressão atingida por este campo até atingir a curva de fusão parcial é de aproximadamente **10 kbar** (figura VII.2).

Neste caso, a transição polimórfica cianita silimanita também está de acordo com um estágio anterior de pressão um pouco mais alto (associação granada - cianita) do que 7,5 kbar.

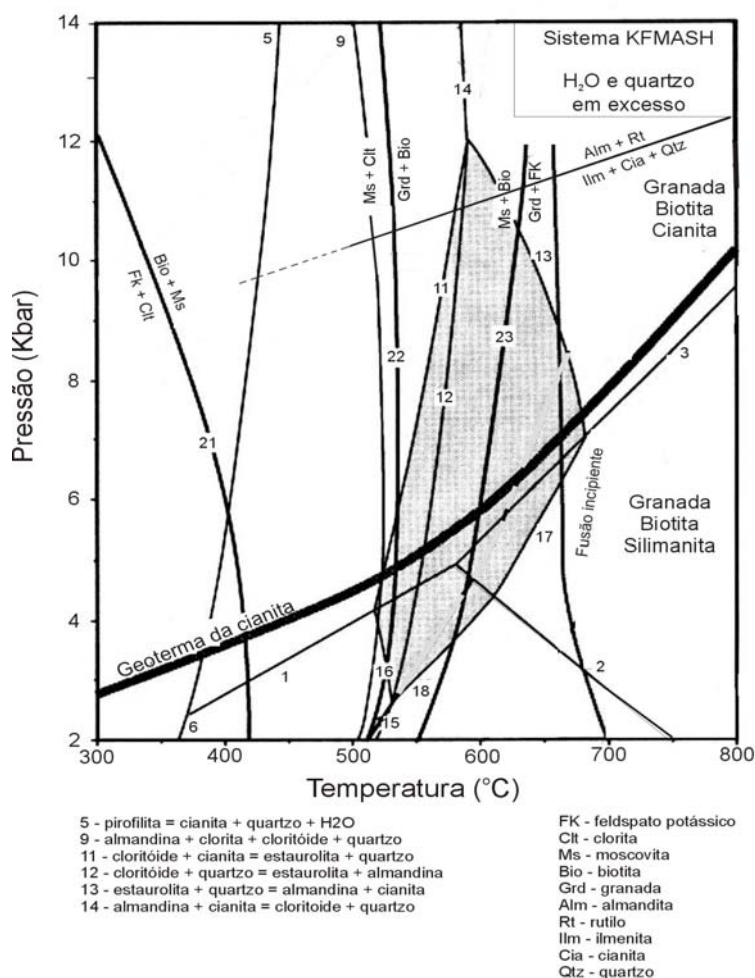


Figura VII.2: Curvas de equilíbrio para assembléias minerais metamórficas no sistema KFMASH. A área sombreada define o

VII. 1. 7. COMPOSIÇÕES MINERAIS E CONDIÇÕES DE PRESSÃO - TEMPERATURA

As variações composicionais mineralógicas são importantes como indicadores das condições de pressão e temperatura de formação dos minerais metamórficos. A verificação destas variações podem, portanto, serem proveitosas para identificar possíveis zoneamentos metamórficos e avaliar as análises sobre as paragêneses.

A)- METASSEDIMENTOS GRUPO ARAXÁ

GRANADA

A granada típica da zona da granada é a almandina, mas pode ser relativamente mais magnesiânica na medida em que aumenta a pressão. O cálculo do conteúdo de magnésio (XMg) em granada dos xistos e paragneisse (Grupo Araxá) define uma sequência crescente do conteúdo de Mg de leste para oeste (**figura VII.3 abaixo**). Este sequenciamento reflete, possivelmente, um **aumento da pressão** nesse sentido, com menor valor para clorita - granada - biotita xisto à leste e maior valor em granada - biotita gnaiss com cianita e silimanita mais à oeste.

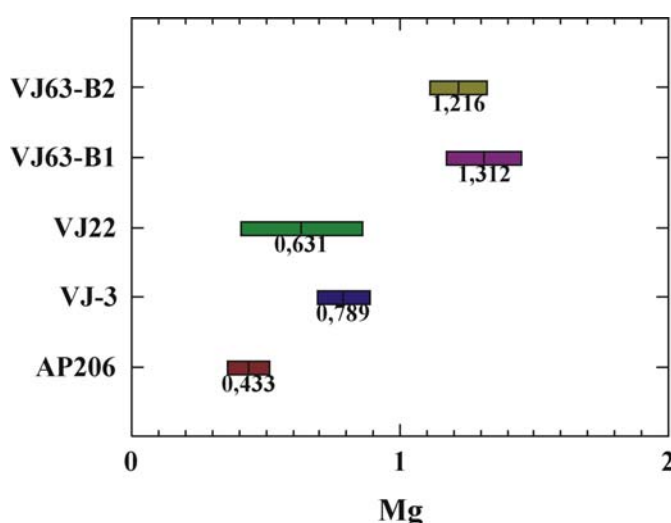


Figura VII.3: Conteúdo de Mg em granadas dos metassedimentos do Grupo Araxá.

PLAGIOCLÁSIO

Quando o plagioclásio está presente na rocha o cálcio está incorporado nesse mineral (caso contrário pode estar em granada ou epídoto) e seu conteúdo aumenta com o grau metamórfico.

O plagioclásio na zona da granada tem composições que vão da albita ao oligoclásio/andesina. A albita é favorecida por temperaturas menores e o oligoclásio/andesina por temperaturas maiores, ou seja, o plagioclásio torna-se mais cálcico com o aumento da temperatura. Porém, a albita pode coexistir com a andesina que é o plagioclásio típico da zona da granada.

A composição do plagioclásio nos xistos e paragnaisse da parte leste da área expressa apenas parcialmente um aumento no grau metamórfico. Os xistos da parte leste da área (Grupo Araxá) são portadores da albita e da andesina, sendo que o primeiro é o plagioclásio típico do clorita - granada - biotita xistos. Nos granada - biotita xistos (com e sem anfibólio) e no cianita / silimanita - granada biotita gnaiss, a andesina é o plagioclásio típico mas a albita ocorre eventualmente (**figura VII.4**).

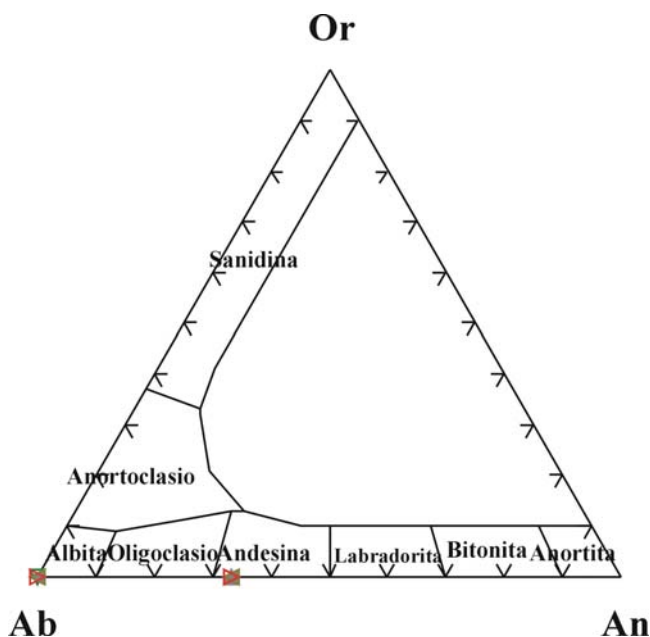


Figura VII. 4: Classificação dos plagioclásios dos metassedimentos do Grupo Araxá.

BIOTITA

As evidências da solubilidade do titânio em silicatos pode ser verificada pela coexistência de fases titaníferas como titanita, ilmenita e rutilo com anfibólios e biotitas (Robinson *et al.* 82. **In:** *Review in Mineralogy*. 9B). A quantidade de titânio que a biotita pode acomodar é de pouco mais que 5% em peso de TiO_2 , se o conteúdo total na rocha excede o limite de saturação na biotita, algum mineral titanífero é formado.

A quantidade de Ti presente nestes minerais (nestas condições) aumenta com o grau metamórfico e pode ser utilizado como um indicador de temperatura. Em geral, o conteúdo de titânio em biotitas mostra uma correlação positiva com a razão Fe : Mg e negativa com a razão Mg : Fe (Guidotti, 84. **In:** *Review in Mineralogy* 13).

Para os xistos e paragnaisse no domínio I esta correlação entre o conteúdo de titânio (XTi) e a razão Mg : Fe mostra uma nítida diferenciação entre as diversas amostras. A análise permite o reconhecimento de um crescimento progressivo em XTi de leste para oeste nos litótipos daqueles domínios, o que denota um aumento do grau do metamorfismo nesse sentido (**figura VII.5**).

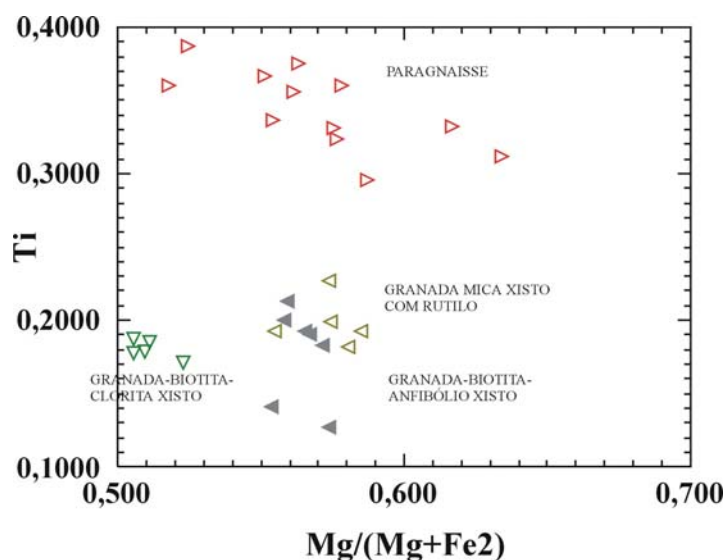


Figura VII. 5: Conteúdo de titânio em biotitas dos metassedimentos do Grupo Araxá.

VII.2 META - MÁFICAS

VII. 2. 1. Litotipos da área e paragêneses minerais características

META-GABRO (DIORITO), Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu

Esta litologia (meta-gabro diorito) é encontrada na área com a associação plagioclásio - hornblenda; e, como um clorita - sericita xisto. Todos estes litótipos ocorrem em uma área relativamente pequena, nas imediações da cidade de Palmeiras de Goiás.

GRANULITOS, Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu

Granulito máfico

A paragênese típica desta rocha é a associação OPX - CPX (+ plagioclásio), em mosaico granoblástico, poligonizado.

Metapiroxenito

Esta rocha é caracterizada por um mosaico granoblástico onde predominam cristais de CPX, com OPX em menor quantidade.

ANFIBOLITOS E ANFIBÓLIO XISTOS, Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí

Seus principais representantes são os seguintes litótipos:

- anfibolito com as associações de **anfibólio, clinopiroxênio, feldspato / plagioclásio**, com e sem **granada** e ou **titanita**;
- anfibólio xistos, com associação de **anfibólio, granadas pré- a sin-deformacionais**, crescidas em mosaico de quartzo poligonizados e plagioclásio;
- anfibólio xistos, com associação de **anfibólio, feldspato / plagioclásio**
- anfibólio xistos, com associação de **anfibólio, feldspato / plagioclásio e epídoto**.

VII. 2. 2. CARACTERÍSTICAS DOS PROTÓLITOS ASSOCIADOS

Os litotipos relacionados acima, são exemplos típicos de rochas metamórficas cujos protólitos são rochas ígneas máficas, em especial basaltos e seus equivalentes plutônicos (gabros).

A mineralogia característica destes protólitos incluem: plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, ortopiroxênio, olivina. Mas a maioria destas rochas são uma combinação de poucos destes minerais: **plagioclásio e clinopiroxênio** constituem mais de **90% do volume de basaltos e gabros**; troctolitos são plagioclásio e olivina; e, anortositos, mais de 90% de plagioclásio.

Uma particularidade das rochas máficas é que, tendo uma temperatura de solidificação alta (temperatura de *solidus* de cerca de 1200°C), os minerais hidratados não são típicos da mineralogia original desses basaltos e gabros. Contrariamente aos sedimentos, as rochas ígneas máficas são rochas “secas”, com uma mineralogia estável em altas temperaturas e no início do metamorfismo elas estão em seus estados mínimos de hidratação.

Os basaltos constituem a maior parte da crosta oceânica. Neste contexto, o acesso de água pode se dar durante metamorfismo do tipo fundo oceânico em arcos de ilha ou podem ter um influxo de água facilitado por deformações sofridas durante metamorfismo orogênico. Nas margens de placas convergentes estas rochas podem sofrer recristalizações, podem ser subductados sob placa continental ou obductados sobre uma placa continental. De modo que a mineralogia metamórfica resultante dependerá desta evolução tectônica.

A composição química das rochas máficas é complexa. Esta variabilidade de óxidos é armazenada em relativamente poucos minerais primários que compõe os diversos litótipos máficos, no entanto, a mineralogia derivada destes poucos minerais primários é mais diversificada (Bucher & Frey, 1994).

VII. 2. 3. TEMPERATURAS DE METAMORFISMO

O tratamento das relações de estabilidade das fases minerais das rochas meta-máficas é feito com base em um sistema de pelo menos oito componentes: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O . Similarmente aos diagramas AFM utilizados em metapelitos, as análises das relações entre as fases para rochas meta-máficas são feitas com base nesse sistema com no mínimo oito componentes, simplificadas através dos diagramas ACF (Al_2O_3 , CaO , FeO). Estes diagramas são projeções de SiO_2 (em excesso) e também H_2O e CO_2 , ou seja, os equilíbrios entre as fases são analisadas na presença destes componentes, para rochas de composições similares ao basalto.

Nos gráficos ACF estão representadas as diversas associações minerais metamórficas que caracterizam os diversos estágios metamórficos de rochas máficas. Na **figura VII.6** vários desses diagramas ACF estão projetados sobre hipotéticas geotermas (cianita e silimanita) com as suas correspondências em termos de fácies metamórficas e temperaturas e pressões de estabilidade.

Essas representações gráficas mostram as associações minerais metamórficas que melhor expressam aquelas encontradas nas rochas meta-máficas da área. Os fácies metamórficos e equilíbrios de fases envolvidos são comentados a seguir para cada um destes litótipos.

A fácies xisto verde

Este fácies metamórfico está representado na área por quartzo - sericita - clorita xisto, clorita xisto e epídoto - clorita xisto.

A fácies xistos verde, como o próprio nome sugere, é caracterizado pelo predomínio dos minerais verdes **clorita, actinolita, epídoto e albita**. Sua mineralogia característica é produzida pela hidratação de rochas máficas em condições de temperatura em torno de 400°C .

O clorita xisto é o mais típico representante de rochas máficas metamorfizadas sob condições xisto - verde. Sua formação está relacionada a reações de hidratação em rochas de composições máficas, propiciada pela entrada de água no sistema.

As fácies anfibolito e epídoto - anfibolito

A associação dos minerais metamórficos **hornblenda - plagioclásio ($\pm$ epídoto $\pm$ biotita)** caracteriza o fácies anfibolito que pode estar acompanhada ainda de granada . Vários corpos de anfibolitos da área pertencem a esta categoria de rocha (granada - anfibolitos), enquanto outros são

estritamente anfíbolitos (sem granada).

A sua mineralogia característica é produzida pela hidratação de rochas máficas. O fácies anfíbolito *strictu sensu* tem uma mineralogia composta basicamente por plagioclásio - hornblenda e cobre o intervalo de temperaturas entre 500°C e 700°C (na **figura VII.6**). A temperatura que simboliza, aproximadamente, o fácies anfíbolito está em torno de **600°C**.

Alguns autores adotam o fácies epídoto-anfíbolito com base na ocorrência da associação **epídoto - hornblenda**. Esta fácies corresponde a uma porção inferior do fácies anfíbolito, na transição do fácies xisto-verde para anfíbolito, em metamorfismo orogênico de metabasaltos. Esta transição corresponde a uma temperatura de cerca de **500°C** (na **figura VII.6**).

Em um metamorfismo do tipo orogênico, a biotita e a granada nesta associação com a hornblenda, granada, plagioclásio, pode ocorrer em toda a faixa de temperatura de metamorfismo do fácies anfíbolito. A granada, em geral, tem sua formação facilitada por temperaturas mais altas. Estes minerais podem ser estáveis desde graus inferiores (xisto - verde), até graus mais elevados do fácies anfíbolito (granada - anfíbolitos), em temperaturas próximas a 650°C (**figura VII.6**).

A sub-fácies anfíbolito superior

O litotipos da área que representam esta fácies metamórfica mostram uma paragênese composta pela associação clinopiroxênio - plagioclásio ($\pm$ hornblenda $\pm$ granada)

A ocorrência de clinopiroxênio (série diopísídio - hedenberguita) em associação com a mineralogia típica de anfíbolitos indica temperaturas de metamorfismo mais elevadas. O seu aparecimento caracteriza a transição entre o sub - fácies anfíbolito superior e o fácies granulito inferior, em uma temperatura de cerca de 650°C graus, sobre a geoterma da cianita (**figura VII.6**).

A fácies granulito

Esta fácies metamórfico foi observado em amostra de rocha meta - plutônica máfica (meta - gabro diorito) e em amostra de metapiroxenito.

A ocorrência do ortopiroxênio (hiperstênio) associado ao clinopiroxênio (CPX) - plagioclásio é um indicador do fácies granulito. Esta associação é mais comum em pressões inferiores do fácies granulito. Para condições de pressões relativamente superiores é mais comum a associação plagioclásio - CPX - granada $\pm$ quartzo (**figura VII.6**).

A hornblenda marrom é um mineral muito estável e pode ser encontrada em temperaturas

muito altas, o que poderia justificar a existência de bandas estreitas com hornblenda ao lado de bandas com a associação plagioclásio - CPX - granada em amostra analisada.

VII. 2. 4. CONSIDERAÇÕES SOBRE PRESSÕES DE METAMORFISMO

Nos anfibolitos com clinopiroxênio encaixados em paragnaisse do Grupo Araxá (limite com Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí) é observada a ocorrência da titanita em associação com clinopiroxênio. Esta paragênese, do fácies anfibolito superior, está relacionada com condições de pressões relativamente mais elevadas.

A titanita também foi observada associada à paragênese plagioclásio - CPX - granada ±

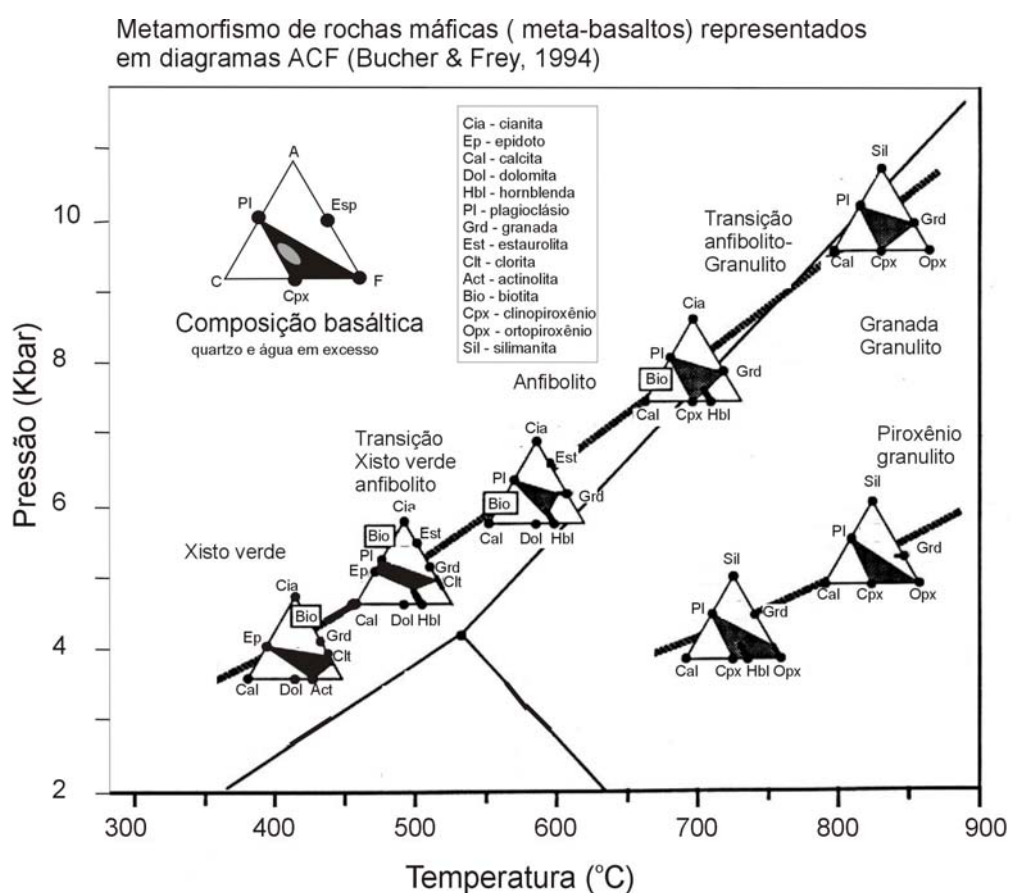


Figura VII.6: Gráfico ternário ACF para associações minerais relacionadas ao metamorfismo de rochas máficas

quartzo em amostra anfibolito tectonicamente imbricado em mármore na faixa central da área. Esta assembléia do fácies granulito é comumente associada a condições de pressões relativamente superiores.

VII. 2. 5. COMPOSIÇÕES MINERAIS E CONDIÇÕES DE PRESSÃO-TEMPERATURA

As variações composicionais mineralógicas associadas à mudanças no grau de metamorfismo incluem: conteúdo de magnésio (XMg) incorporado à granada; de titânio (XTi) em biotita (Guidotti, 1984. **In:** Bailey 1984) e anfibólio (Robinson *et al.*, 1982. **In:** Veblen & Ribbi, 1982) e do componente anortita (XCa) em plagioclásio.

O aumento no conteúdo desses componentes incorporados às referidas fases minerais é diagnóstico de um aumento da pressão (no caso da granada) e da temperatura (no caso da biotita, anfibólio e plagioclásio) do metamorfismo.

ANFIBÓLIO

Em geral as variações composicionais na hornblenda correspondem a variações também nas cores do mineral, que passa de verde-azulada, verde a verde-acastanhado, em uma sequência progressiva de metamorfismo. Estas variações são distintas nos anfibolitos (anfibólios xistos) da área.

No entanto, as várias amostras de anfibolitos analisadas não mostram diferenças significativas nas quantidades de titânio presentes. Se o conteúdo de titânio desses minerais são indicadores do grau de metamorfismo das suas rochas hospedeiras, então, estes dados refletem uma similaridade nas condições metamórficas dessas rochas.

A rocha plutônica meta-gabro destaca-se das outras por ter os menores valores de XTi.

PLAGIOCLÁSIO

O plagioclásio torna-se mais cálcico à medida que aumenta o grau metamórfico. A composição de plagioclásios em anfibolitos muda de albita - oligoclásio em menor grau metamórfico (fácies epídoto-anfibolito) para oligoclásio a andesina típica do fácies anfibolito.

Os plagioclásios das rochas meta-máficas (anfibolitos) são na maioria albita e andesina

(figura VII.7). Os destaques nos valores de XCa são para anfíbolitos encaixados em gnaiss da margem leste do Rio dos Bois (porção central da área), dos quais as análises de uma amostra revelaram apenas andesina, uma segunda amostra revelou apenas labradorita e uma terceira apenas anortita.

O conteúdo de Ca de anfíbolitos encaixados em gnaiss na margem leste do Rio dos Bois é nitidamente superior.

Dois cristais de plagioclásios da rocha plutônica máfica (meta-gabro) analisados são anortitas. Estes grãos minerais são, provavelmente, remanescentes ígneos e o seu conteúdo de Ca expressa uma composição primordial. Nesse caso, não se trata da incorporação da componente anortita devida aos processos metamórficos.

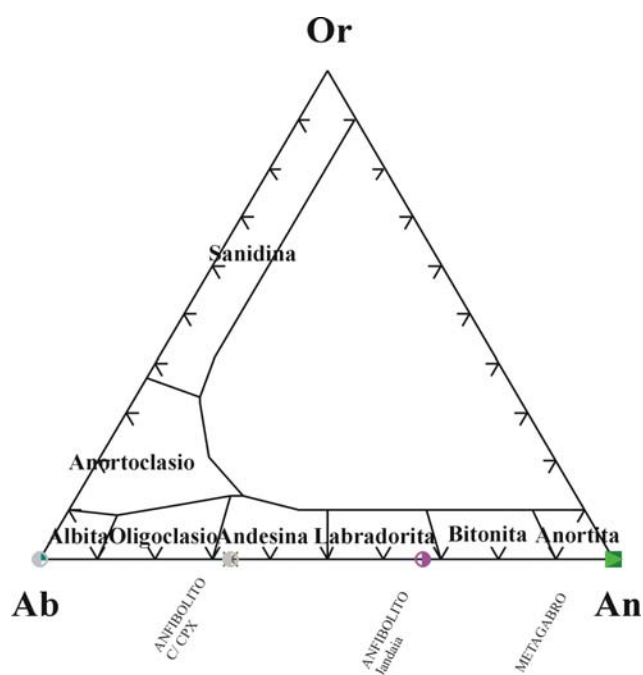


Figura VII. 7: Características composicionais dos plagioclásios de anfíbolitos da área.

GRANADA

Apenas três amostras de anfibolito eram portadoras de granada (granada - anfibolitos). Dessas análises, duas pertencentes a anfibólio xisto da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, na faixa central da área mostraram os menores valores de XMg, relativamente ao anfibolito encaixado em paragnaisse da margem leste do Rio dos Bois. Este resultado sugere pressões superiores de metamorfismo para os anfibolitos da faixa que margeia o Rio dos Bois, onde ocorrem cianita xisto e granada - biotita - cianita / sillimanita gnaisse.

VII. 3. GRANITÓIDE, METATONALITO E META - QUARTZOMONZODIORITO

Os diversos corpos destes litotipos da área exibem bandamento mineralógico gnáissico, foliação, textura granoblástica e uma parte dos granitóides exibem leucossomas.

O granitóide micropertítico (Granitos Tipo Aragoiânia, região de Varjão / Posselândia) é portador da associação granada - biotita. Estes minerais ocorrem ao longo dos planos da foliação. Os porfiroblastos de granadas são do tipo atol e encurvadas. A biotita ocorre em arranjo caótico, o que indica crescimento pós deformacional. A presença de porfiroblastos de granada, textura granoblástica e elementos estruturais observados nesta rocha, indica um metamorfismo na zona da granada.

Os corpos de granitóides na região a oeste do Rio Capivari (tipo Orotognaisse do Oeste de Goiás), exibem lentes de leucossomas, o que evidencia metamorfismo de fácies anfibolito superior sofrido pela rocha.

O metatonalito (Associação Ortognáissica e Migmatítica) da região de Posselândia - Varjão caracteriza-se pela associação hornblenda - plagioclásio com granada e rutilo em cristais bem desenvolvidos. Localmente (zona de contato na base de corpos de granitóide micropertítico), anfibólitos verdes claros deste metatonalito exibem estreita franja de anfibólio verde azulado nas suas bordas. Este último mineral pode tratar-se de tremolita e sugere um retrometamorfismo local desta rocha.

O meta-quartzomonzodiorito (Associação Ortognáissica e Migmatítica) que ocorre a leste de Palminópolis e imbricado nos mármore da faixa central da área, exibe matriz granoblástica com esparsos cristais de honblenda verde azulada isorientadas e caracteriza-se como metamorfizado no fácies anfibolito.

VII. 4. METACHERTS E MÁRMORES, Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí

Em uma das amostras analisadas de *metachert* observaram-se cristais de anfibólio em granulometria grossa, associados a granadas. Estes dois minerais encontram-se isorientados em um mosaico granoblástico de quartzo. Esta paragênese metamórfica é diagnóstica de metamorfismo de fácies anfibolito impresso nestes metacherts.

Os mármore em geral são rochas formadas predominantemente por calcita e em menor quantidade, por quartzo e muscovita, originalmente de natureza detrítica. Uma rocha como esta pode não desenvolver novos minerais durante o metamorfismo.

Como a calcita é estável sob amplas condições crustais, um mármore deste tipo não fornece muitos indícios quanto às suas condições de P e T de formação. Além disso existe o efeito da composição da fase fluída (principalmente o CO_2) sobre a estabilidade da assembléia mineral metamórfica.

Neste caso, a forma mais plausível de avaliar as condições crustais experimentadas por esses mármore é através da sua relação com a evolução metamórfica de todo o terreno.

As evidências de campo mostram que estes mármore fazem parte do mesmo conjunto original de rochas, envolvidas em uma mesma evolução metamórfica.

VII. 5. O ZONEAMENTO DOS FÁCIES METAMÓRFICOS

O metamorfismo dos xistos (Grupo Araxá) na porção leste da área é caracterizado por uma assembléia de pico metamórfico (granada - biotita + plagioclásio, localmente com anfibólio e rutilo), que representa a **zona da granada**, e corresponde a fácies xisto verde. Porém, estas associações minerais em condições de equilíbrio foram observadas apenas em estreita faixa nos limites com os *plutons* granitóides e metatonalito.

Na maior parte desta porção leste, observa-se uma paragênese retrometamórfica caracterizada pela alteração parcial de biotitas (e menos comumente granadas) para clorita ou ainda pelo crescimento de cloritóide sobre a matriz (zona da biotita). Esta associação pode ser definida como pertencente à **zona da biotita** ou fácies xisto verde.

A assembléia de mais alto grau metamórfico entre os metassedimentos (nestes domínios), é representada pela associação granada - biotita - cianita / sillimanita, observada em paragneisse migmatítico (granada - biotita - cianita / sillimanita gnaiss). Esta paragênese caracteriza a **zona da sillimanita**.

No setor central, a oeste das elevações sustentadas por mármore da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, observa-se uma elevação no grau metamórfico, o qual alcança o fácies anfibolito superior, representado pela ocorrência da associação hornblenda com clinopiroxênio, localmente com granada.

Os xistos do Grupo Araxá, da região de Jandaia (equivalentes estratigráficos dos xistos do lado leste da área) são portadores de uma paragênese representativa das condições de pico metamórfico de fácies anfibolito médio - superior.

O conjunto de granitóides do lado oeste da área tem suas características metamórficas evidenciadas por bolsões de leucossoma gerados pela anatexia destes granitóides.

Estas feições caracterizam a transição do fácies anfibolito superior à **granulito inferior** e representam condições metamórficas de **temperaturas** relativamente **altas e baixa pressão**. A fácies granulito é observada em rochas metagabroicas na região em torno da cidade de Palmeiras de Goiás, na extremidade noroeste da faixa transcorrente de direção NW que afetou a zona central da área.

Este granulito é portador de uma paragênese composta por OPX - CPX, a qual é típica de condições metamórficas de **alta temperatura e baixa pressão**.

Este zoneamento metamórfico pode ser visualizado na **figura VII.8**, a seguir.

referência uma evolução metamórfica ao longo da geoterma da cianita.

Para o xisto com granada - rutilo (faixa entre Varjão e Aragoiânia), paragnaisse com granada - cianita (margem leste do Rio dos Bois) e metatonalito (Associação Ortognáissica e Migmatítica), a pressão de metamorfismo pode ter alcançado valores em torno de **10 kbar**.

A ocorrência de granadas (centimétricas) e a presença de rutilo associado (e como inclusões em granadas) na paragênese do meta - tonalito (região de Varjão - Posselândia), refletem pressões de metamorfismos superiores aos granitóides.

A ocorrência da titanita em associação com clinopiroxênio nos anfibolitos encaixados em gnaisses (Grupo Araxá) na margem leste do Rio dos Bois está relacionada com condições de pressões relativamente mais elevadas.

Setor central da área

Na zona limítrofe ao Rio dos Bois (margem leste) ocorrem xistos com cianita (quartzo-moscovita-cianita xisto com rutilo da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí). A ocorrência da cianita nesses litotipos é sugestiva de regimes de pressão relativamente superiores.

A associação granada - CPX em anfibolitos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, é indicativa de pressões relativamente altas. A titanita, que ocorre associada à esta paragênese (plagioclásio - CPX - granada $\pm$ quartzo) nesses anfibolitos da zona central da área, é comumente indicativa de condições de pressões relativamente superiores.

A diminuição nos teores de magnésio em granadas e desaparecimento da fase titanífera das paragêneses de anfibolitos mais a oeste sugerem diminuição da pressão nessa direção, a partir da zona limítrofe com o Rio dos Bois.

Setor oeste da área

Nos xistos (Grupo Araxá), gnaisses e migmatitos (Orotognaisses do Oeste de Goiás) no lado oeste da área, não se observaram paragêneses com cianita ou associação de rutilo à granada naqueles litotipos. A associação granada - biotita nos xistos e gnaisses daqueles compartimentos é um indicativo de condições de metamorfismo em um regime de pressões intermediárias, possivelmente similares aos equivalentes estratigráficos do Grupo Araxá no lado leste da área.

SÍNTESE

Estas informações indicam um aumento progressivo das condições de pressões de metamorfismo aproximadamente no sentido de leste para oeste, a partir do limite leste da área, até a zona central da área.

As paragêneses e características composicionais das rochas definem uma faixa de direção aproximadamente noroeste, na parte central da área, ocupada pelos litotipos da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, com pressões de metamorfismo relativamente superiores.

Mecanismo gerador de pares de cinturões metamórficos

O esquema de estruturação dos pares de cinturões metamórficos prevê que estas estruturas estão dispostas emparelhadas ao longo de limites de placas litosféricas

O entendimento do mecanismo gerador dessas zonas metamórficas emparelhadas supõe que crosta oceânica relativamente fria é afetada por pressões relativamente altas ao ser empurrada sob crosta continental. Por este mecanismo, desenvolve-se uma estreita zona metamórfica de alta pressão na placa inferior. Uma zona de baixa pressão (e relativamente altas temperaturas) com intrusão de magmas e gradiente geotérmico alto é gerada no lado da placa superior.

VIII. GEOTERMOBAROMETRIA

Introdução

Os recentes avanços no entendimento das propriedades termodinâmicas de sólidos e fluídos e dados termodinâmicos de reações específicas tem levado os estudos termobarométricos a resultados cada vez mais precisos. Sua aplicação em rochas metamórficas tornou-se uma das ferramentas importantes para o entendimento da história tectono-termal em orógenos.

As estimativas termobarométricas foram importantes para um balizamento das análises paragenéticas e como auxiliar no zoneamento das rochas metamórficas. Os resultados de pressão e temperatura absolutas, aliados aos estudos das paragêneses, propiciaram uma melhor definição do zoneamento do metamorfismo deste cinturão na área trabalhada.

VIII. 1. SUMÁRIO DAS CARACTERÍSTICAS METAMÓRFICAS E TEXTURAIS

As características texturais e petrográficas são critérios utilizados para relacionar crescimento mineral (porfiroblasto), deformação e condições de equilíbrio de formação de minerais metamórficos. Estes aspectos micro-texturais petrográficos podem permitir que os porfiroblastos sirvam como “janelas” para a observação do estágio anterior do desenvolvimento textural das rochas.

Adicionalmente, feições mesoscópicas observadas em afloramentos são importantes fatores para interpretação de percursos metamórficos. A seguir, são destacados alguns desses aspectos que podem possibilitar algumas considerações a respeito da geometria dos percursos metamórficos para as diversas unidades litológicas da área.

Os granada mica xistos na porção leste da área exibem feições de retrometamorfismo, com cloritização de biotitas e granadas. Estes xistos são portadores de granadas pré-, sin-, pós -deformacionais. Nos xistos que ocorrem próximos ao contato com os *plútons* (granitóide e metatonalito), observam-se cristais de rutilo associados a granadas sin-deformacionais (sin-D₁), com superfícies assimétricas indicativas de sentidos de movimentos para E-NE.

No paragnaisse (Grupo Araxá) que ocorre na zona limite com a Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, observa-se substituição de cianita por silimanita (associados a granada - biotita). As granadas podem ser encontradas como cristais grandes bem desenvolvidos e pequenos, aparentemente, pertencentes a distintas gerações. Neste paragnaisse também se observam lentes descontínuas de leucossomas.

Os granitóides (tipo Aragoiânia) que ocorrem espacialmente associados ao metatonalito (região de Varjão - Posselândia), apresentam dois grupos distintos de granadas: em cristais pequenos e do tipo “atol”, e cristais grandes (eventualmente centimétricos). Em ambos os casos, associados às superfícies deformacionais. As bordas destes corpos exibem intenso retrometamorfismo (cloritização de biotitas e granadas).

Na porção oeste da área uma importante feição relacionada a percurso metamórfico é definida por leucossomas produzidos pelo metamorfismo que afetou granitóides. Alguns *plútons* de granitóides apresentam granadas bem desenvolvidas, de crescimentos pré- a sin - deformacionais. A amostragem pertence a granitóides pouco migmatizados, o que sugere que estas granadas ocorrem nos corpos menos atingidos pela migmatitização.

Nas rochas meta- máficas que ocorrem associadas ao paragnaisse a leste do Rio dos Bois, observam-se granadas intersticiais, de crescimentos pós-deformacionais e cristais de crescimentos pré - deformacionais, circundados por anfibólios. Localmente estas rochas exibem intensa “epidotização” (retrometamórfica).

As associações paragenéticas nas rochas meta-máficas (anfibólio xisto) incluem:

- **granada** + **CPX** + **titanita** (+ anfibólio + plagioclásio), em anfibolito da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, no setor central da área; e,
- anfibólio + titanita (+ plagioclásio), em anfibolitos associados aos gnaisses a leste do Rio dos Bois (região de Varjão).

VIII. 2. PARÂMETROS PARA ESCOLHA DOS GEOTERMOBARÔMETROS

Os parâmetros que definiram a aplicabilidade ou não de determinado geotermômetro ou geobarômetro foram: compatibilidade (similaridade) entre equilíbrio mineral utilizado na calibração do geotermobarômetro e o intervalo composicional das fase minerais utilizadas; com aquelas paragêneses encontradas nas amostras analisadas e sua composição química (se dentro do intervalo compatível com as fases utilizadas no geotermobarômetro).

Já a adoção e utilização levou em conta a coerência entre os resultados obtidos com a sua aplicação e aqueles esperados para as amostra analisadas, com base em suas características texturais petrográficas e associações minerais presentes. Também foram levadas em conta a sua menor sensibilidade a variações na pressão (caso dos geotermômetros) ou temperatura (caso dos geobarômetros) inferidas; variações (diferenças) mais nítidas entre resultados obtidos para análises no centro e na borda de mineral e ainda, atualidade dos geotermobarômetros.

Como exemplo, a **tabela 1** (a seguir) mostra os resultados obtidos com a aplicação de 20 geotermômetros diferentes, para o par granada-biotita em amostras da área; com a utilização do programa computacional elaborado por Jowhar (1999). Em alguns casos, estão mostrados os resultados de temperaturas obtidas para diferentes pressões inferidas (coluna P kbar); e os resultados obtidos para análises efetuadas na borda e centro do grão mineral.

As diferenças entre os resultados obtidos com aplicação de cada um dos geotermômetros, pra uma mesma amostra são razoáveis pra um grupo deles. Porém, em termos relativos as variações de temperaturas obtidas para a sequência de amostras por um determinado geotermômetro são similares às variações obtidas pelos outros.

VIII. 3. GEOTERMOBARÔMETROS UTILIZADOS

Geotermômetros:

- Graham & Powell 84 (anfibólio-granada); Sengupta et al. 89 (granada-cpx); Bhattacharya et al. 92 (granada-biotita, parâmetros de Hackler & Wood 1989).

Geobarômetros:

- Hollister et al. 87 (Al em anfibólio); margem de erro de ± 1 kbar.

- Kohn & Spear 90 (anfibólio-granada-plagioclásio-quartzo); calibrado para pressões de 2,5kbar a

13kbar e temperaturas de 500°C a 800°C, com uma imprecisão de aproximadamente 500 bars.

- Nimis & Ulmer 98 (cpx); imprecisão de aproximadamente 1,7kbar e um incremento de cerca de 1kbar corresponde a um erro de 20°C para menos, na estimativa de temperatura inferida; aplicável para sistemas básicos e ultrabásicos .

- Blundy & Holland, 1990; Ellis, 1979.

VIII. 4. ESTIMATIVAS DE PRESSÕES E TEMPERATURAS OBTIDAS

Uma síntese dos resultados obtidos com a aplicação de vários geotermobarômetros estão listados na **tabela 2** adiante. A tabela também fornece informações sobre a relação cronológica entre a formação de granadas, relativa ao desenvolvimento da foliação.

A definição do valor de pressão inferido para o cálculo de temperaturas foi obtido a partir de ajuste (por tentativas) da pressão à temperatura (obtida com o cálculo) coerente com as demais informações das condições de formação das paragêneses.

Xistos e paragneisse (Grupo Araxá)

- Amostra quartzo - granada - biotita - clorita xisto (AP206) da porção leste da área: temperaturas na faixa de 470°C a 535°C (para P inferida de 8 kbar); com temperaturas medidas na borda de granadas cerca de 65°C mais altas que no centro.

- Amostra quartzo - granada - biotita - anfibólio xisto (VJ22) da região de Varjão (pouco distante do contato com metatonalito): 415°C a 580°C e pressão de 9 kbar (granada-biotita-anfibólio xisto); com temperaturas na borda de granadas cerca de 165°C mais altas que no centro.

- Amostra quartz - granada - biotita xisto (VJ3) mais próxima ao contato tectônico com metatonalito (região de Varjão): 580°C a 612°C (para P inferida de 9 kbar);

- Amostra (VJ63B2) de paragneisse (oeste de Varjão): temperaturas na faixa de 620°C a 695°C (para P inferida de 10 kbar). As menores estimativas de temperaturas foram obtidas para granadas pós-deformacionais, que ocorrem em granulometria pequena.

Em síntese, as **temperaturas** de formação dos minerais metamórficos **aumentam de leste para oeste**, entre os metassedimentos do Grupo Araxá na parte leste da área. De modo análogo, a pressão também aumenta nesse sentido.

Granitóides

- Amostra (amostra PS371) de granitóide micropertítico da Serra Feia (tipo Aragoiânia): temperaturas na faixa de 560°C a 690°C (para P inferida de 8 kbar); com temperatura medida na borda de granadas, cerca de 65°C menor que no centro.

Alguns corpos de granitóides que ocorrem na região de Cesarina - Rio Capivari (tipo Aragoiânia) apresentaram valores de temperaturas bem inferiores. As estimativas de temperatura em granadas e biotitas destes metagranitóides situam-se em torno de 450°C, para pressões inferidas de 8 kbar.

Metatonalito (Associação Ortognáissica e Migmatítica)

- Apresentou valores de temperaturas entre 726 e 756°C e valores de pressões entre 9kbar e 12 kbar.

Meta-gabrodiorito (Complexo Granulítico Anápolis - Itauçu)

- Apresentou valores de temperatura entre 663°C e 682°C, para pressões inferidas de 12 kbar.

Meta-Máficas (Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí)

- Amostra de anfibolito encaixado em mármore: temperaturas em torno de 570°C e pressões entre 9,2 kbar e 10,5 kbar.

- Amostra de *metachert* (com anfibólio e granada): temperaturas em torno de 635°C e pressões entre 9,6-10 kbar.

- Amostra de anfibolito com cpx (granada-titanita): temperaturas de 680°C a 760°C e pressões entre 9,7 (borda)-10,6 kbar (centro).

As temperaturas são menores para o anfibolito encaixado em mármore, relativamente ao *metachert* e ambas são inferiores às do anfibolito com cpx. A pressão é ligeiramente maior para este último litotipo. A diferença no valor da pressão medida na borda e no centro (1 kbar) está fora (acima) da margem de erro do geobarômetro (± 500 bar).

Os campos de pressões e temperaturas ocupados pelo metamorfismo destas rochas encontram-se representados graficamente na **figura VIII.1** adiante.

VIII. 5. GEOMETRIA DOS PERCURSOS METAMÓRFICOS

Introdução

Muitos cinturões orogênicos caracterizam-se por percursos metamórficos horários (ex.: Alpes, Apalachianos, Himalaias). Por outro lado, muitos terrenos metamórficos de fácies granulítico apresentam percursos metamórficos anti-horários.

Os casos em que o espessamento crustal é precedido por intrusões magmáticas costumam estar associados a percursos anti-horários. Os percursos metamórficos anti-horários são característicos de esfriamento isobárico. Enquanto que, a descompressão isothermal é parte de um percurso horário onde a exumação não é controlada por erosão, mas relaciona-se com uma exposição devida a uma subida rápida da crosta. Um importante processo responsável por este percurso são os movimentos diapíricos de fundidos (Harley, 1989; Bohlen, Wall & Boettcher, 1983b).

VIII. 5. 1. CARACTERÍSTICAS DOS PERCURSOS METAMÓRFICOS DA ÁREA

Assembléias metamórficas portadoras de granada, similares aquelas encontradas na área (principalmente nos xistos do Grupo Araxá, lado leste da área), são importantes para a discriminação entre esfriamento isobárico e descompressão isothermal (Harley, 1989).

De um modo geral, percursos metamórficos com uma trajetória de esfriamento isobárico caracterizam-se pela formação de granadas. Contrariamente a esse percurso, a descompressão isothermal caracteriza-se pela remoção de granadas das assembléias de mais altas temperaturas (Harley, 89).

O extenso retrometamorfismo verificado na porção leste da área, está relacionado com zonas de maior deformação associadas a cisalhamento. Estas zonas possibilitam maior permeabilidade / percolação de fluídos com implicações para cloritização de granadas e biotitas.

A relação textural e paragênese formada por **granada e rutilo**, como observada em **xisto do Grupo Araxá** (zona de contato com *plútons* granitóides e metatonalito na região de Varjão) é um exemplo típico de percurso metamórfico por **esfriamento isobárico** (Bohlen, Wall & Boettcher, 1983a, 1983b). Na **figura VIII. 1 - B**, as setas curvas indicam esquematicamente este provável percurso.

No **paragneisse do Grupo Araxá** (migmatítico, na região oeste de Varjão), a ocorrência de cianita associada à granada é típica de pressões relativamente altas. Porém, a substituição da cianita

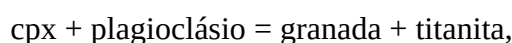
pela silimanita evidencia uma evolução metamórfica com trajetória no sentido horário. Este percurso metamórfico ocorreu possivelmente devido a um mecanismo de descompressão associado a esfriamento. Esta evolução metamórfica descreve uma trajetória com sentido horário e evidencia um percurso por **descompressão isothermal** (figura VIII.1 - B).

O **granitóide micropertítico (Granitos Tipo Aragoiânia)** encaixado no metatonalito (Serra Feia, a norte de Varjão), possui granadas tipo atol, associadas a biotitas em arranjo caótico e ocorrem em planos da foliação. Estas características microtectônicas sugerem que o crescimento dos minerais esteve associado a um provável aumento das condições de pressão e que este processo tenha sido pós - deformacional com **esfriamento isobárico** (figura VIII. 1. D)

O **metatonalito (Associação Ortognáissica e Migmatítica)** que ocorre na região de Varjão - Posselândia apresenta rutilo como cristais bem desenvolvidos associados a granadas centimétricas, uma textura indicativa de percurso metamórfico com **esfriamento isobárico** (figura VIII.1 - C).

A sobreposição de cianita e rutilo à moscovita, como verificado em cianita xisto (limite leste da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, argem Rio dos Bois) é uma evidência que corrobora o percurso anti - horário com **esfriamento isobárico** (metatonalito acima).

A associação de **granada, cpx com titanita**, observada em anfibolitos no lado leste do Rio dos Bois, região de Varjão, pode estar relacionada à reação (Bohlen, Wall & Boettcher, 1983b):



a qual é característica de percursos metamórficos por **esfriamento isobárico** (figura VIII. 1 - A).

O aparecimento de fundidos (**migmatitos**) como observado no lado oeste da área (Ortognaisses do Oeste de Goiás) é característico de um percurso metamórfico por **descompressão isothermal** (Harley, 1989).

Os granulitos máficos (entorno do Município de Palmeiras de Goiás) portadores da associação paragenética OPX - CPX (+plagioclásio) refletem, comumente, condições de baixas pressões e altas temperaturas. Estas condições metamórficas representam percursos caracterizados por descompressão isothermal.

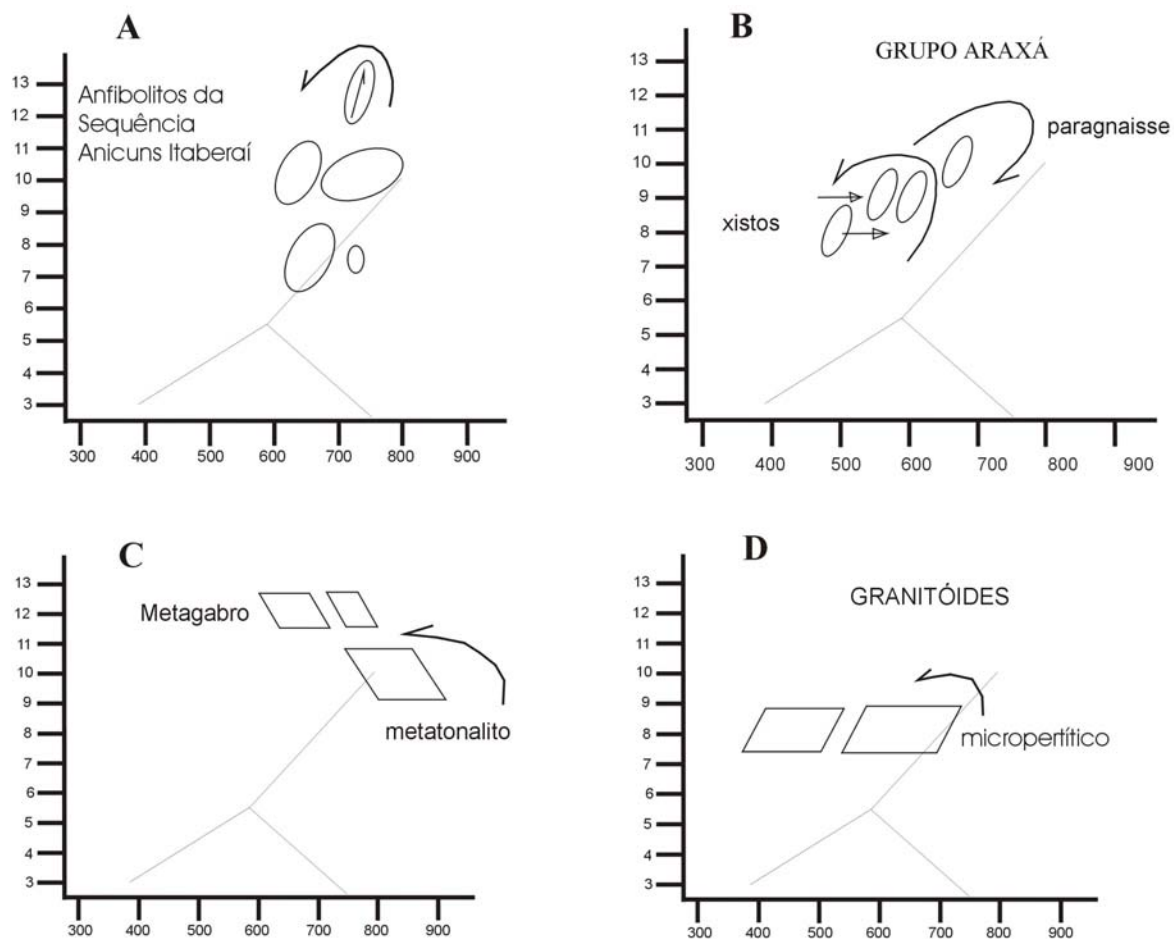


Figura VII.1: Campos das pressões e temperaturas estimadas para os diversos litotipos da área e os possíveis percursos metamórficos.

VIII. 6. EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA

Introdução

As considerações feitas a respeito dos prováveis percursos metamórficos das unidades geológicas, levam em consideração o conhecimento do contexto geotectônico em que elas estão inseridas. Estas análises também consideram as relações texturais das paragêneses, aliadas às informações estruturais sobre a dinâmica e geometria obtidas no transcurso deste trabalho.

As possíveis origens e contextos geológicos responsáveis pelo desenvolvimento das características geométricas dos percursos metamórficos observados na área (relatados acima), incluem processos tectônicos tais como: espessamento litosférico, compressão e aquecimento associado com subducção (seguida por relaxamento termal).

O mecanismo de esfriamento isobárico pode ser gerado por acreção magmática, espessamento crustal (principalmente), ou ainda, por extensão litosférica ou crustal.

VIII. 6. 1. OS PERCURSOS METAMÓRFICOS E POSSÍVEIS HISTÓRIAS TECTÔNICAS

A ocorrência de cristais de rutilo associados a granadas sin-deformacionais (sin-D₁) em **xistos** do Grupo Araxá (região leste de Varjão) é indicativa de um aumento das condições de pressão associada ao processo tectônico de cavalgamento. As superfícies assimétricas às quais esses porfiroblastos estão associados nesses xistos são indicativas de movimentação tectônica de WSW para E-NE (sentido dos empurrões).

As características microtexturais e pagenéticas verificadas no metatonalito indicam um aumento da pressão de metamorfismo pós - pico metamórfico de fácies anfibolito. No **granitóide micropertítico** (Granitos Tipo Aragoiânia, Serra Feia e do Bitã) estas características sugerem um aumento da pressão pós deformacional. Em ambos os casos, com percursos metamórficos caracterizados por esfriamento isobárico.

Neste contexto colisional, estas feições sugerem uma descida destes corpos rochosos a níveis crustais de pressões intermediárias em **esfriamento isobárico**.

O aumento das condições de pressão das rochas por cavalgamento pode ser gerado por (e portanto indicaria) um mecanismo tectônico de espessamento crustal por **duplicação de crosta**.

Os anfibolitos (anfibólio xistos), Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí

Os prováveis protólitos destas rochas meta - máficas constituem-se na maior parte de crosta oceânica. Em zonas de placas convergentes a mineralogia resultante do metamorfismo destas rochas dependerá da sua história tectônica. A paragênese definida pela associação granada - titanita - cpx nestas rochas meta-máficas sugere um percurso metamórfico caracterizado por um aumento progressivo da pressão e temperatura, com retorno no sentido anti - horário.

Neste contexto, a evolução tectônica capaz de gerar esta mineralogia (com tal percurso metamórfico), estaria relacionada a um processo de **compressão e aquecimento** propiciado por um mecanismo de **subducção**.

A geração de fundidos anatéticos (Ortognaisse do Oeste de Goiás e paragnaisse do Grupo Araxá a oeste de Varjão) pode estar relacionada à processos diapíricos. Este mecanismo responsável pela produção de anatexia ocorre durante a formação de arcos magmáticos em um contexto de zona de subducção.

As estimativas de pressões de cerca de 8 kbar à 12 kbar obtidas para rochas da área (região de Varjão - Cesarina, na porção central da quadrícula), indicam prováveis profundidades de soterramento da ordem de 25 km a 30 km para parte dos xistos do Grupo Araxá (entre Aragoiânia e Varjão) e meta-máficas da Sequência Vulcanossedimentar Anicuns - Itaberaí, daqueles domínios.

É importante salientar que o metamorfismo destas rochas não está necessariamente relacionado a um único evento metamórfico, mas necessariamente ao último evento metamórfico.