



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS  
DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL TOCANTINS,  
BRASIL CENTRAL**

**TESE DE DOUTORADO Nº 5**

***MANFREDO WINGE***

**Orientador:  
Prof. José Caruso Moresco Danni**

**Brasília, DF  
1995**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# **EVOLUÇÃO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL TOCANTINS, BRASIL CENTRAL**

**TESE DE DOUTORADO Nº 5**

***MANFREDO WINGE***

**BANCA EXAMINADORA:**

PROF. JOSÉ CARUSO MORESCO DANNI - UNB  
PROF. REINHARDT ADOLFO FUCK - UNB  
PROF. LEO AFRANEO HARTMANN - UFRGS  
PROF. ARIPLÍNIO ANTÔNIO NILSON - UNB  
PROF. JOHILDO SALOMÃO FIGUEIRÊDO BARBOSA - UFBA

BRASÍLIA, DF  
1995

## ***DILEMA:***

**..“TO OVERSPECIALIZE  
IS TO RISK BECOMING GENERALLY IGNORANT”**

*NISBETT, 1987*

**“QUEM MUITO ABARCA  
POUCO APERTA”**

*ADÁGIO CEARENSE  
LEMBRADO PELA 'VÓ DORINHA*

# EVOLUÇÃO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL TOCANTINS, BRASIL CENTRAL

## CONTEÚDO

|                                                                                                 |            |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <i>Resumo</i> .....                                                                             | <i>v</i>   |
| <i>Abstract</i> .....                                                                           | <i>vii</i> |
| <i>Agradecimentos</i> .....                                                                     | <i>ix</i>  |
| <b>1.INTRODUÇÃO</b>                                                                             |            |
| 1.1.APRESENTAÇÃO .....                                                                          | 1          |
| 1.2.OBJETIVOS .....                                                                             | 2          |
| 1.3.LOCALIZAÇÃO E TRAÇOS FISIOGRAFICOS DA ÁREA DE ESTUDO                                        | 2          |
| 1.4.EVOLUÇÃO DOS TRABALHOS; ASPECTOS METODOLÓGICOS .....                                        | 3          |
| 1.5.GRANULITOS E GRANULITIZAÇÃO - UMA BREVE REVISÃO .....                                       | 5          |
| 1.5.1. Terminologia .....                                                                       | 5          |
| 1.5.2. Litotipos - características gerais .....                                                 | 6          |
| 1.5.3. Metamorfismo granulítico: conceito e condições físico-químicas .....                     | 6          |
| 1.5.4.Distribuição espacial e temporal dos granulitos .....                                     | 9          |
| 1.5.5.Os modelos geodinâmicos de geração das rochas granulíticas .....                          | 11         |
| <b>2.SINOPSE GEOLÓGICA REGIONAL</b>                                                             |            |
| 2.1.CONTEXTO GEOTECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO                                                      |            |
| 2.1.1.Quadro tectono-estratigráfico dos terrenos granulíticos .....                             | 14         |
| 2.1.2.Aspectos da geologia regional .....                                                       | 19         |
| 2.2.COMPLEXO CANA BRAVA .....                                                                   | 25         |
| 2.3.COMPLEXO NIQUELÂNDIA .....                                                                  | 30         |
| 2.4.COMPLEXO BARRO ALTO                                                                         |            |
| 2.4.1. Introdução .....                                                                         | 35         |
| 2.4.2. O segmento ocidental do Complexo Barro Alto .....                                        | 38         |
| 2.4.3.Relação entre coronitos/metagabros e metabasaltos<br>na Região da Serra da Figueira ..... | 42         |
| 2.5.COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU                                                                    |            |
| 2.5.1.Introdução .....                                                                          | 46         |
| 2.5.2.Comparação com os complexos ao norte da Mega-inflexão .....                               | 48         |
| 2.5.3. Características do Complexo Anápolis-Itauçu em sua porção setentrional .                 | 48         |
| <b>3.O COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU A OESTE DE ITAUÇU</b>                                           |            |
| 3.1.INTRODUÇÃO .....                                                                            | 52         |
| 3.2.UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS ASSOCIADAS AO COMPLEXO                                             |            |
| 3.2.1.Sequência Anicuns-Itaberaí e Embasamento Granito-gnáissico .....                          | 55         |
| 3.2.2.Sequência vulcano-sedimentar Mossâmedes .....                                             | 57         |
| 3.2.3.Grupo Araxá .....                                                                         | 57         |
| 3.2.4.Suite Plutônica Americana do Brasil .....                                                 | 58         |
| 3.2.4.1.Suite Gabro-diorítica .....                                                             | 59         |
| 3.2.4.2.Suite Tonalito-granítica .....                                                          | 60         |
| 3.3.DOMÍNIO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS                                                           |            |
| 3.3.1. Área de ocorrência (Blocos Capelinha e Anápolis-Itauçu) .....                            | 61         |
| 3.3.2.Caracterização dos terrenos granulíticos regionais e de seus contatos .....               | 61         |
| 3.3.3.Leptinitos e rochas associadas .....                                                      | 63         |
| 3.3.4.Corpos máfico-ultramáficos .....                                                          | 63         |
| 3.3.4.1.Intrusão Água Clara .....                                                               | 63         |
| 3.3.4.2.Intrusão Fazenda Conceição .....                                                        | 64         |
| 3.3.4.3.Outros corpos máficos intrusivos .....                                                  | 64         |
| 3.4.DOMÍNIO DOS TERRENOS GNÁISSICO-ANFIBOLÍTICOS                                                |            |
| 3.4.1.Áreas de ocorrência .....                                                                 | 65         |
| 3.4.2.Caracterização .....                                                                      | 65         |
| 3.4.3.Ocorrências de supracrustais .....                                                        | 65         |
| 3.4.4.Terrenos plutônicos e meta-plutônicos .....                                               | 66         |
| 3.4.4.1.Meta-quartzo-diorito de Camaquã .....                                                   | 66         |
| 3.4.4.2.Meta-gabrodioritos a granodioritos. a sul de Araçu .....                                | 67         |



|                                                                                    |            |
|------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.4.4.3. Stock máfico-ultramáfico Córrego do Bálsamo .....                         | 67         |
| 3.4.4.4. Complexo gabro-anortosítico Santa Bárbara .....                           | 67         |
| <b>4. ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL</b>                                                   |            |
| 4.1. INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA DOS LINEAMENTOS REGIONAIS .....                       | 69         |
| 4.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DETALHADA .....                                   | 74         |
| 4.3. DISCUSSÃO .....                                                               | 77         |
| <b>5. PETROGRAFIA, METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA</b>                              |            |
| 5.1. ASPECTOS TEXTURAIS/ESTRUTURAIS DOS GRANULITOS .....                           | 79         |
| 5.2. GRANULITOS DO CINTURÃO CERES .....                                            | 80         |
| 5.2.1. Granulito do Rio Maranhão .....                                             | 82         |
| 5.2.2. Intrusiva de Vista Alegre - Complexo Barro Alto .....                       | 84         |
| 5.2.3. Intrusão do Córrego do Guará - Complexo Barro Alto .....                    | 86         |
| 5.2.4. Intrusiva do Córrego Mestre, Carmo do Rio Verde - Complexo Barro Alto ..... | 87         |
| 5.2.5. Associações na Serra da Figueira - Complexo Barro Alto .....                | 87         |
| 5.3. ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS NO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU                           |            |
| 5.3.1. Meta granito de Mato de Dentro e leptinitos associados .....                | 90         |
| 5.3.2. Intrusivas Água Clara - Faz. Conceição e corpos associados .....            | 91         |
| 5.3.3. Kinzigito do Córrego do Bagaço .....                                        | 92         |
| 5.3.4. Supracrustais .....                                                         | 93         |
| <b>6. LITOGEOQUÍMICA</b>                                                           |            |
| 6.1. COMPLEXO CANA BRAVA .....                                                     | 96         |
| 6.2. COMPLEXO NIQUELÂNDIA .....                                                    | 96         |
| 6.3. COMPLEXO BARRO ALTO .....                                                     | 98         |
| 6.3.1. Sequência Serra de Santa Bárbara .....                                      | 98         |
| 6.3.2. Sequência Serra da Malacacheta .....                                        | 100        |
| 6.3.3. Sequência Juscelândia .....                                                 | 102        |
| 6.4. COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU                                                      |            |
| 6.4.1. Metagranito Mato de Dentro e leptinitos associados .....                    | 109        |
| 6.4.2. Intrusão de Água Clara, Fazenda Conceição e corpos associado .....          | 112        |
| <b>7. SINOPSE E APRECIÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS</b>                             |            |
| 7.1. INTRODUÇÃO .....                                                              | 115        |
| 7.2. SÍNTESE DA INFORMAÇÃO GEOCRONOLÓGICA .....                                    | 115        |
| 7.3. ANÁLISES Rb/Sr .....                                                          | 117        |
| 7.4. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS .....                     | 119        |
| <b>8. DISCUSSÃO</b>                                                                |            |
| 8.1. A RELAÇÃO TERRENOS GRANULÍTICOS X GREENSTONE .....                            | 122        |
| 8.2. PROTÓLITOS .....                                                              | 122        |
| 8.3. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E METAMÓRFICA .....                                     | 124        |
| <b>9. CONCLUSÕES</b> .....                                                         | <b>133</b> |
| <b>10. BIBLIOGRAFIA</b> .....                                                      | <b>137</b> |

## ÍNDICE DAS FIGURA

- 1-1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA
- 1-2 METAMORFISMO GRANULÍTICO
- 1-3 CURVAS DO SOLIDUS GRANÍTICO E O CAMPO DOS GRANULITOS
- 1-4 TERRENOS GRANULÍTICOS E *GREENSTONE BELTS* NO BRASIL
- 1-5 GEODINÂMICA ISLÂNDICA
- 2-1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO
- 2-2 MACIÇO ÁGUA BRANCA
- 2-3 MAPA DE ANOMALIA BOUGUER
- 2-4 COMPLEXO CANA BRAVA
- 2-5 PERFIL REGIONAL ESQUEMÁTICO DA REGIÃO DE PALMEIRÓPOLIS
- 2-6 COMPLEXO NIQUELÂNDIA
- 2-7 ANÁLISES DE CROMITA DO COMPLEXO NIQUELÂNDIA
- 2-8 ANÁLISES DE CROMITA DE NIQUELÂNDIA (apud MILLIOTTI,1994)
- 2-9 GEOLOGICAL MAP OF THE BARRO ALTO COMPLEX
- 2-10 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DO COMPLEXO BARRO ALTO
- 2-11 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA DA FIGUEIRA
- 2-12 COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU
- 3-1 PERFIL ESQUEMÁTICO NE-SW A W DE ITAUÇU
- 4-1 ESQUEMA DA ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL
- 4-2 O *RIFT* ARAÍ E OCEANIZAÇÃO ASSOCIADA
- 4-3 DIAGRAMAS ESTRUTURAIS DA ÁREA DETALHADA
- 4-4 INDICADORES CINEMÁTICO EM SUPRACRUSTAIS JUNTO AO BLOCO CAPELINHA
- 4-5 INDICADOR CINEMÁTICO COM SENTIDO REVERSO NO SUL DA ÁREA
- 4-6 INDICADOR CINEMÁTICO NO CONTATO GRANULITOS-*GREENSTONE BELT*
- 4-7 MODELOS DE RIFTS PARA COMPLEXOS AO NORTE E AO SUL
- 5-1 DIAGRAMA TERMOBAROMÉTRICO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS
- 5-2 DIAGRAMA DE REAÇÕES METAMÓRFICAS
- 5-3 DIAGRAMA DE REAÇÕES METAMÓRFICAS
- 6-1 VARIAÇÃO ESTRATIGRÁFICA La/Yb NO COMPLEXO NIQUELÂNDIA
- 6-2 DIAGRAMAS AFM E ALK - SEQUÊNCIA Sa.SANTA BÁRBARA - C.B.ALTO
- 6-3 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* - SEQUÊNCIA Sa.SANTA BÁRBARA - C.B.ALTO
- 6-4 DIAGRAMAS AFM E ALK - SEQUÊNCIA Sa. MALACACHETA - C.B.ALTO
- 6-5 DIAGRAMAS QUÍMICOS - SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA - C.B.ALTO
- 6-6 CONT. - DIAGRAMAS QUÍMICOS - SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA - C.B.ALTO
- 6-7 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* - SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA - C.B.ALTO
- 6-8 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* COMPARADOS - ROCHAS MÁFICAS - C.B.ALTO
- 6-9 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* COMPARADOS - ROCHAS ÁCIDAS - C.B.ALTO
- 6-10 VARIAÇÃO DOS ÓXIDOS MAIORES x SI - TRES SEQUÊNCIAS - C.B.ALTO
- 6-11 DIAGRAMAS QUÍMICOS DE LEPTINITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS ITAUÇU
- 6-12 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* - LEPTINITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS ITAUÇU
- 6-13 DIAGRAMAS AFM E ALK - CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE ÁGUA CLARA
- 6-14 DIAGRAMAS ETR E *SPIDER* - INTRUSÃO FAZENDA CONCEIÇÃO
- 6-15 DIAGRAMAS QUÍMICOS - COMPLEXOS GRANULITIZADOS E SUPERSUITE AM.BRASIL
- 7-1 ISÓCROMA Rb/Sr - GABRODIORITO SERRA DO GONGOMÉ
- 7-2 DIAGRAMA Rb/Sr - SUPERSUITE AMERICANO DO BRASIL
- 8-1 ESTRUTURA PROFUNDA NA COSTA NW DA NORUEGA
- 9-1 ESQUEMA DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

## ÍNDICE DOS QUADROS

- 2-1 SINOPSE ESTRATIGRÁFICA
- 3-1 ESTRATIGRAFIA LOCAL
- 3-2 UNIDADES LITODÊMICAS
- 3-3 COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO MOSSÂMEDES-ANICUNS

## ANEXOS

- 1 GLOSSÁRIO DE ROCHAS GRANULÍTICAS
- 2 DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA: FOTOGRAFIAS
- 3 DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA: FOTOMICROGRAFIAS
- 4 ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS E NORMAS CIPW
- 5 ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS
- 6 LISTAGEM SINTÉTICA DOS DADOS
- 7 MAPA GEOLÓGICO: *COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU, A SW DE ITAUÇU*
- 8 MAPA GEOLÓGICO REGIONAL: *COMPLEXOS GRANULÍTICOS DA PROVÍNCIA*  
*ESTRUTURAL TOCANTINS - BRASIL CENTRAL*
- 9 MAPA DE PONTOS DA ÁREA DETALHADA

## RESUMO

A Província Estrutural Tocantins corresponde à região afetada diretamente pela colisão dos cratons do Amazonas, a oeste, e do São Francisco, a leste, durante o Ciclo Brasileiro, do Neoproterozóico. Ela é integrada, principalmente, por faixas metassedimentares proterozóicas (Araguaia, Uruaçu e Brasília) e por compartimentos de embasamento granito-gnáissico-granulítico (Macico Médio de Goiás), de várias idades: desde arqueanos (terrenos granito-greenstone) até neoproterozóicos (associados com sequências vulcano-sedimentares de acreção crustal de arcos de ilha).

Os compartimentos granulíticos estão inseridos em dois blocos de embasamento granito-gnáissico que têm mais de 300 km de extensão e 80 a 100 km de largura, dispostos em NE-SW, ao norte, e em NW-SE, ao sul, acompanhando os lineamentos direcionais regionais. Estes blocos são limitados e cortados por sistemas sub-ortogonais de falhas transcorrentes-transferentes, apresentando padrões de anomalia gravimétrica que indicam sutura com espessamento crustal a leste.

No bloco setentrional, os terrenos granulíticos são representados pelos complexos Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto que congregam sequências máfico-ultramáficas, com evolução gabro-norítica, e stocks gabro-dioríticos até graníticos. Estas massas magmáticas apresentam relações intrusivas entre si (bordas, contatos, xenólitos..) e são agrupadas em dois trends geoquímicos: um de natureza tholeítica, alto Mg, e outro, derivado deste por contaminação, do tipo cálcio-alcálico.

Os terrenos granulíticos do segmento meridional são representados pelo Complexo Anápolis-Itaçu, constituído de crosta sializada, em parte arqueana, com restos de rochas supracrustais, inserções de terrenos gnáissico-anfibolíticos-migmatíticos e rochas plutônicas de várias gerações e idades. Destacam-se nele vários stocks máfico-ultramáficos granulizados que derivaram de magma basáltico, alto Mg, o qual fracionou, em níveis de crosta profunda, rochas análogas às dos complexos máfico-ultramáficos do segmento setentrional.

Os complexos máfico-ultramáficos do norte distinguem-se dos do sul por apresentarem dimensões avantajadas, disposição linearizada junto à sutura crustal, aloctonia com relação às encaixantes e associação, sempre em contatos tectônicos, com sequências anfibolitizadas: 1) plutônicas, troctolito gabro-anortosíticas (Serra dos Borges e Serra da Malacacheta), e 2) sequências vulcano-sedimentares. Esta diferença é imputada à tectônica de rifteamento mais severa e localizada ao norte, a qual teria evoluído até a formação de crosta oceânica (base das sequências vulcano-sedimentares Palmeirópolis, Indaianaópolis e Juscelândia), enquanto que, ao sul, o Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu, teria desenvolvimento somente intra-sialico.

A intrusão dos complexos máfico-ultramáficos granulizados ocorreu no fim do Paleoproterozóico (idades U/Pb em zircão em rochas do magmatismo híbrido entre 1,73 e 1,56 Ba.), durante evento extensional que originou a formação de rift com depósitos de sedimentos clásticos, geralmente maduros, a pelito-carbonáticos e carbonáticos com vulcanismo basal localizado (Grupos Araí, Serra da Mesa e Araxá).

As sequências gabro-anortosíticas, ao norte, mostram marcantes diferenças com relação às fácies máfico-ultramáficas granulizadas que, estruturalmente, lhes estão abaixo: 1) trend geoquímico: (teor em Fe e padrão ETR), 2) metamorfismo (P/fluido e gradiente geotérmico). Estes fatos, além dos contatos sistematicamente tectonizados e a não-ocorrência dos stocks intrusivos, indicam que essas sequências não corresponderam ao topo de intrusões do tipo Bushveld. As datações atribuindo idade semelhante à dos stocks granulizados e o seu quimismo levam a modelar essas sequências como decorrentes de uma fase intrusiva (magma alto Al, parcialmente fracionado e com alta fO<sub>2</sub>), lateralmente deslocada com relação aos complexos máfico-ultramáficos e antecedendo ao estágio final de ruptura sialica, quando teriam se formado as bacias ensimáticas das sequências vulcano-sedimentares, em um modelo geotectônico análogo ao que envolveu, provavelmente, o rifteamento do Atlântico Norte. Fácies transicionais entre olivina-gabros coroníticos e metabasaltos de fundo oceânico (Serra da Figueira, Complexo Barro Alto), apresentam coroas reacionais cuja termobarometria indica colocação a ~10 km (~4 kbar) de profundidade e cristalização a 600°C, sendo, por isso, interpretadas como decorrentes de magmatismo recorrente de fundo oceânico, similar ao das sequências troctolito-gabroanortosíticas.

O fechamento destas bacias oceânicas deu-se, provavelmente, por tectônica compressional e obducção sobre os complexos, com retomada dos antigos planos de falhas lítricas, há cerca de 1,3 Ba.

As características das tramas ígneo-metamórficas das rochas granulíticas evidenciaram que a granulitização ocorreu em regime tectônico ativo com processos iterativos de blastese e de cominuição cristalina que afetou, diferencialmente, o conjunto, permanecendo faixas ou bandas, de variada espessuras, com estruturas/texturas, em parte reliquias, em parte granoblásticas, entre bandas variavelmente deformadas e metamorizadas.

Os dados texturais, com plagioclásio e opx ígneos preservados, sem a formação de granada magnésiana e cpx sódico, bem como as determinações termobarométricas, indicam auge do metamorfismo granulítico entre 7 e 8,5 kbar e 700 a 900°C, ou seja, em condições da fácies granulito de

baixa pressão, a profundidades inferiores a 30 km. A trajetória das condições PT apresenta provável sentido horário, sem ter desenvolvido paragêneses de alta pressão, típicas da lapa de crosta duplicada. Consequentemente, a granulitização ocorreu sob regime térmico elevado e em crosta fina.

As datações do metamorfismo granulítico, definidas alhures, indicam a separação causal entre a fase de rifteamento (intrusão dos complexos máfico-ultramáficos) e a de granulitização. Esta teria ocorrido entre 770 a 820Ma, ao tempo em que se estruturava sistema de arcos de ilha em crosta oceânica, a oeste, ou seja, antes da colisão continental, há cerca de 650 Ma. Admite-se evento de estiramento litosférico e aquecimento mantélico granulitizando os complexos e suas encaixantes em base de crosta afinada (profundidades entre 15 a 25km), em ambiente, talvez, de plataforma continental.

A mudança para tectônica compressional, com acoplamento de sistemas de arcos de ilha "Porangatu, ao norte, e "Arenópolis", ao sul, teria acentuado a flexura da borda continental, e reativado as antigas falhas lístricas, agora como falhas de empurrão. A forte vergência deste diastrofismo foi condicionada em blocos transferentes, aproveitando antigas falhas profundas de natureza transcorrente, com escapes laterais e frontais na supraestrutura, originando inflexões estruturais (oroclinais) e extensas dobras em bainha.

A elevação estrutural das áreas granulitizadas deu-se por falhamentos inversos em duas etapas principais retratadas por paragêneses retrometamórficas: 1) na fácies anfibolito alto a médio, coincidente com as paragêneses tipomorfadas das sequências gabro-anortosíticas e vulcano-sedimentares do norte e do Complexo Anortosítico Santa Bárbara e gabros, dioritos e granitos associados no Complexo Anápolis-Itauçu, ao sul;

2) na fácies epidoto-anfibolito a xisto verde, típica das sequências metassedimentares proterozóicas.

Esta última fácies retrata a colocação alóctone final dos complexos granulitizados por obducção da infracrosta utilizando os planos tectônicos antigos durante a máxima compressão orogenética.

A formação de pseudo-taquilitos nos granulitos, posicionados em nível crustal elástico, ocorreu durante os movimentos orogenéticos tardios.

## ABSTRACT

The Tocantins Structural Province, Central Brazil, consists of Proterozoic metasedimentary folded belts (Araguaia, Uruaçu and Brasília) and ensialic basement rocks of various ages (from archaean granite-greenstone up to neoproterozoic island arc roots) amalgamated in N-S structural trend during the neoproterozoic continental collision between the Amazonas and the São Francisco cratons.

The studied high grade mobile belts show always tectonic limits following the main structural lineaments and are inserted into two crustal blocks 80-100km wide limited by sutures. The suture at the eastern side shows higher gravimetric contrast related probably to mantle elevation pushed over flexured crust during inverse faulting directed to the foreland at east.

The northern belt (Ceres) is NE-SW oriented, extends for more than 350 km and comprehends three granulitized mafic-ultramafic complexes (Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto) with a gabbro-noritic trend. The complexes are separated by transversal deep transference faults and by proterozoic metasedimentary covering.

The southern segment is a NW-SE crustal block (Complexo Anápolis-Itaçu), separated from the northern by a regional E-W structural inflection (Pireneus Mega-inflection). With ca. 320 x 70 km long it is constituted of a sialic crust, archaean in part, with supracrustal remnants with tectonics insertions of amphibolite, migmatite gneissic terranes and plutonic rocks of various generations including mafic-ultramafic granulitized complexes similar to the northern complexes. They are variably disrupted by strong neoproterozoic tectonism of the Brasiliano Cycle. The northern mafic ultramafic complexes differ from these by their bigger size, the more allochthonous character and by the systematic association with anorthositic massifs and volcano-sedimentary sequence structured over oceanic crust with back arc signature.

The evolution of these high grade terrains began with an extensional tectonics, palaeo to mesoproterozoic in age affecting a sialic crust with listric faulting that caused the inception of higher crust fragments in the medium to lower crust while at the surface occurred the intrasialic rift accumulation (Araí/Araxá/Serra da Mesa Groups). This process was more intense at the northern segment favouring more melting and the huge intrusions derived from high Mg tholeiitic magma in batch arrivals conditioned to the evolution of the lithospheric stretching.

The progressive heating of the initially cold sialic crust promoted by the magma advection began the generation of a hybrid mafic-paligenetic magma (varying from gabbrodiorites to aluminous granites) with an extensive brecciation of the already solidified mafic-ultramafic bodies. This event was probably related to the increasing of the listric faulting with the detachment of higher levels of the crust with consequent lowering of lithostatic pressure. Granitic magma generated at favourable places rose in the crust and were located in the rift sedimentary sequences or extruded as volcanics.

With the listric faulting the stretched crust with the intrusions moved away laterally from the magmatic focusses and then started a new scenario with batches of a different magma, partially fractionated with more Al and higher  $fO_2$  solidifying as troctolite gabbro-anorthositic massifs in a structure probably similar to the transitional crust of NW Norwegian and SE Greenland coasts. This magmatism preceded a crustal rupture that gave place to the opening of ocean basins, probably small, filled with volcano-sedimentary sequences. Transitional facies between olivine gabbros and metabasalts occur at Serra da Figueira and are probably related to recurrent magmatism installed in a ~10 km depth magma chamber. These olivine gabbros show metamorphic coronas with static thermodynamic conditions around 600°C and 4kbar.

The closure of these ocean basins occurred at the mesoproterozoic (1,3Ga) with a probably faint tectonics that obducted these supracrustal and plutonic rocks over the sialic crust containing the older mafic ultramafic complexes using the old listric planes.

The extensional tectogenesis (900-750Ma) of the Brasiliano Cycle reactivated this region and the old structural surfaces pulling the old complexes to lower positions in the crust were they, and the enveloping sialic crust, were heated and granulitized approximately at the same time that occurred the crustal rupture at West giving rise to the neoproterozoic ocean in the Porangatu area at north and the Arenópolis-Jaupaci area at South. The now epicontinental Bambuí basin was already installed at cratonic areas. The clockwise path metamorphism developed low to medium pressure metamorphic paragenesis with the termic peak at 700 to 950°C and 5 to 8,5kbar, corresponding to 15 to 25 km depth in the crust what precludes the granulitization at lower levels of a duplicated normal crust.

These sialic blocks were occurred the granulitization worked as passive margin and probably were locally or periodically exposed because of the diapiric tectonics promoted by granitic anatexis and/or granulitic metamorphism heating the sialic rocks.

With the changing of the tectonics from extensional to compressional occurred the oceanic closure with island arc structures overthrusting the borderland and flexuring the crust. The older faults

were reworked and the strong vergence directed to the east was in part conditioned into transference blocks giving rise to structural inflections as the Pireneus Megainflexion with fan shaped (oroclines) frontal and lateral escapes in the suprastructure.

The obduction of the granulitic crust proceeded during nappe tectonics in two steps recorded by retrometamorphic paragenesis:

1) in the high to medium amphibolite facies when coupled with the anorthositic massifs in the northern segment and with the Santa Bárbara anorthositic Complex and associated gabbro, diorite, monzonite and granite rocks at South;

2) in the epidote-amphibolite to green schist facies typomorphic of the proterozoic metasedimentary cover. This facies represents the final allochthonous movement of the granulites during the maxima compression at ~640Ma ago.

During the final uprising movements occurred fast erosion of the belt with deposition of the terrigenous sedimentation (Tres Marias Formation) in the foreland and the cooling of the metamorphic core complexes. Probably the pseudotachilite veins were formed during seismic events in these final stages when the granulites were already placed in the elastic levels of the crust.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao colega José Caruso Moresco Danni que orientou a presente pesquisa, os sinceros agradecimentos.

Na evolução da presente pesquisa, alunos e ex-alunos do curso de geologia da UnB colaboraram na montagem de banco de dados geológicos (Geosist), em estudos petrogenéticos, em processamento geocartográfico e de imagens de satélite, entre outras atividades, destacando-se Felisberto Pereira de Castro Jr, Fernando Pereira da Rocha Thomsen, Patrícia de Araújo Romão, Adriana Chatack Carmelo, Márcia Regina Silva Cerqueira, Claudemiro Gomes da Silva Jr., Divino Fernando Rodrigues Fleury.

O processamento de imagens de satélite e de informações geocartográficas permitiu aprimorar contatos e lineamentos tectônicos; nesta parte da pesquisa contei com a colaboração dos colegas Prof. Paulo Roberto Meneses, chefe do Laboratório de Sensoriamento Remoto do Departamento de Geologia Geral e Aplicada da UnB, e Newton Moreira de Souza, do Departamento de Engenharia Civil.

As análises de microsonda foram realizadas no Laboratório de Microsonda do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UnB onde contei com a preciosa ajuda dos colegas Prof. José Carlos Gaspar, Prof. Nilson F. Botelho, Antônio G.G. Conceição e Anete M.Oliveira.

Ao colega Prof. Márcio Pimentel, os sinceros agradecimentos pelas inúmeras dicas em uso de computação gráfica, pela colaboração na redação final do abstract, e, naturalmente, em questões de geocronologia inclusive pelo encaminhamento e processamento de análises geocronológicas que contou, também, com a colaboração da então aluna estagiária Joseneusa no Laboratório de Geocronologia do Departamento de Geologia Geral e Aplicada da UnB.

O colega Prof. Reinhardt A. Fuck forneceu resultados de análises inéditas de rochas do Complexo de Barro Alto e material bibliográfico diverso, incluindo teses inéditas de grande importância para o trabalho, além de colaborar na revisão redacional da tese, pelo que externo meus agradecimentos.

Muitos outros colegas colaboraram de diversas formas na realização deste trabalho, seja através de fornecimento de bibliografia, de software, de dados e/ou de troca de idéias sobre o assunto em foco destacando-se Prof. Aripínio Antônio Nilson, pelo apoio e estimulantes discussões e revisão redacional da tese, Prof. Cesar F. Ferreira Filho, também pelo auxílio na versão do resumo para o inglês, Prof. Hardy Jost, Prof. José Oswaldo de Araújo Filho, Prof. Luiz José Homem Del Rey Silva, Francisco Oliveira da Silva, Nilo Sérgio de Vargas Nunes, Renato de Moraes.. e, pelo apoio no estudo da caracterização geotermobarométrica, o Prof. Antônio Carlos Buzolin C. de Vasconcelos.

As análises químicas de rochas, exceto os ETR, analisados na GEOSOL, foram realizadas no LAGEQ-Laboratório de Geoquímica do GRM/G/UnB, cabendo destacar a colaboração do colega Geraldo Boaventura.

Aos técnicos preparadores de lâminas e seções polidas Laurindo Rodrigues da Costa Filho, Francisca das Chagas Moraes e Adalgisa Ferreira, ao desenhista Eris Neiva, aos técnicos de apoio do Laboratório de Microsonda, Nelson e Onésio e demais funcionários que auxiliaram agradeço a valiosa colaboração.

O CNPq subsidiou parcialmente os trabalhos de campo e de laboratório em projetos de auxílio pesquisa e com bolsas de iniciação científica e a UnB subsidiou as análises de ETR, parte das viagens ao campo e outros serviços através do sistema de apoio SOS-Pesquisa do DPP - Decanato de Pesquisa e Pós-graduação.

Finalmente, Stella, Bruno e Erika, esposa e filhos, agradeço a enorme paciência e incentivo diuturno nesta jornada que foi mais longa do que o previsto.



# EVOLUÇÃO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL TOCANTINS, BRASIL CENTRAL

## 1.INTRODUÇÃO

### 1.1.APRESENTAÇÃO

Os terrenos granulíticos têm atraído a atenção de muitos pesquisadores face à importância como componente essencial de extensas faixas (*mobile belts*) pré-cambrianas da Terra e face às suas características petrológicas, com paragéneses minerais que atestam reações metamórficas em condições anídras de altas temperaturas e pressões de crosta média a inferior.

Granulitos estão, junto com os *grey gneisses* que a eles se associam nos terrenos de alto grau, entre as rochas mais antigas da Terra conforme datações geocronológicas diversas (e.g. Griffin et al., 1980; Black et al., 1986).

A frequente associação dos terrenos granulíticos com terrenos granito-*greenstone*, em compartimentos distintos de velhos cratons polifasicamente retrabalhados, tem levado a propostas de evolução genética comum para estas grandes unidades, utilizando-se modelos relacionados com as características geo-termodinâmicas próprias do Arqueano. Fortuitamente, granulitos e *greenstone belts* são encontrados lado a lado. Normalmente, eles apresentam contatos tectônicos, mas, também são encontradas transições ou vestígios de transições como no Limpopo Belt (Coward et al. 1976), no Grupo Capim, na Bahia (Winge & Danni, 1980; Winge, 1984), no Complexo Jequié no Sul da Bahia (Barbosa, 1992). Estas transições estimularam a formulação de propostas de uma evolução arqueana conjunta para os dois tipos de terrenos. Por isto, foi selecionada área para ser detalhada, a leste de Americano do Brasil, com vistas a verificar as relações genéticas entre tais compartimentos que aí ocorrem lado a lado.

Entretanto, é comum a associação de faixas granulíticas com estruturas de falhas inversas e *nappes* de cinturões metamórficos dobrados de diversas idades o que tem favorecido a aceitação de modelos evolutivos atualísticos, relacionados a eventos de encurtamento ou de estiramento litosférico como propostos, por exemplo, respectivamente, por Dewey & Burke (1973) e por Sandiford & Powell (1986).

Neste sentido, muitas pesquisas vêm apontando idades mais jovens do que as arqueanas, frequentemente meso a neoproterozóicas, tanto para a gênese dos protolitos quanto para o metamorfismo dos terrenos granulíticos como, por exemplo, em Sri Lanka (Saxena, 1977; Schumacher et al. 1990), e em Goiás (Fuck et al., 1988, 1989; Ferreira et al., 1992a, 1994a).

A ocorrência de grandes complexos máfico-ultramáficos granulitizados (Barro Alto, Niquelândia, Canabrava) no Brasil Central tem estimulado muitos estudos geológicos face, principalmente, ao potencial metalogenético que podem representar de acordo com as duas propostas genéticas que têm sido defendidas para estes complexos: origem ofiolítica ou estratiforme.

Neste contexto situa-se o presente trabalho como defesa de tese de doutoramento dentro da linha temática *Geologia Regional*. Nele são apresentados uma breve revisão temática introdutória, o quadro geológico dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977, 1981) no Brasil Central, com base em dados e interpretações de pesquisas anteriores integrados com os obtidos no presente trabalho e uma discussão sobre estes dados e interpretações, visando-se definir um modelo tectônico em que se insere a evolução destes terrenos de alto grau metamórfico. Ao invés de selecionar, exclusivamente, uma área de detalhamento, optou-se por uma abrangência areal maior, envolvendo os

principais complexos granulitizados com o fito de compará-los em um contexto regional, o que implicou, conseqüentemente, em uma perda de profundidade em vários tópicos.

Durante o desenrolar da pesquisa, houve aporte significativo de novos conhecimentos e modelos sobre a evolução crustal proterozóica da região, envolvendo, associadamente, a origem e transformação da crosta inferior granulito-migmatítica que era tida até então, pelos dados geocronológicos, como de longa residência crustal (protocrosta arqueana). Isto exigiu a ampliação das questões pertinentes à evolução dos granulitos como, por exemplo, a abordagem da evolução geotectônica de várias unidades supracrustais e de rochas que lhe são intrusivas, justificando, desta maneira, a abrangência colocada no texto a seguir.

## 1.2. OBJETIVOS

A presente pesquisa tem como objetivos definir o cenário geológico em que se desenvolveram os terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins e propor modelo geotectônico evolutivo referente à gênese dos protolitos, ao metamorfismo e à *ascensão* crustal destes terrenos de alto grau metamórfico.

Para atender estes objetivos de amplitude regional, foi dada ênfase na integração cartográfica a partir de pesquisas geológicas anteriores, reinterpretada sobre imagens de satélite do INPE-Instituto de Pesquisas Espaciais e de radar do RADAM-Projeto Radar na Amazônia, tendo-se como meta a obtenção de uma base geológica tectono-estrutural em 1/500.000, que permitisse estabelecer a ambiência geológica na qual evoluíram os complexos granulíticos.

Com o objetivo de esclarecer também as relações geológicas entre os terrenos granulíticos e *greenstone* que, constantemente, estão associados, teve-se como meta a cartografia em 1/50.000 de região selecionada, onde ocorrem lado a lado estes terrenos.

O estudo petrológico, lito-geoquímico e termo-barométrico de rochas de áreas críticas, selecionadas a partir dos levantamentos regional e de detalhe, como base metodológica para a compreensão dos processos mais globais da evolução, foi outra meta envolvida nos objetivos da pesquisa.

## 1.3. LOCALIZAÇÃO E TRAÇOS FISIOGRAFICOS

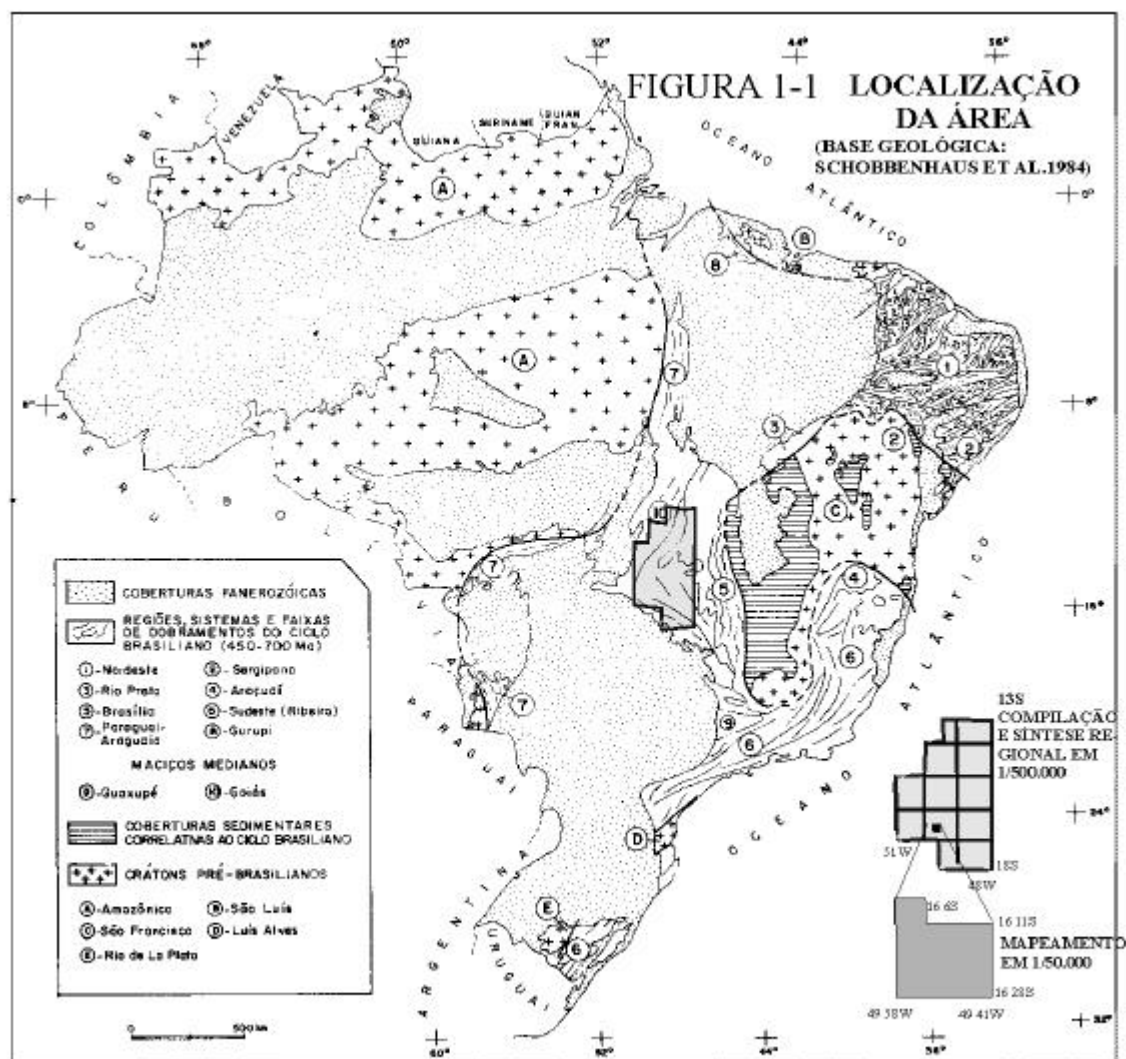
A área de integração de dados do presente trabalho é delimitada pelas coordenadas: 13° - 18°S e 48°-51° W (Figura 1.1), sendo drenada por rios da Bacia Amazônica (Rio das Almas, Tocantins..) e da Bacia do Rio Paraná (Rio Corumbá, Anicuns, dos Bois...).

O regime pluviométrico do Brasil Central é característico com duas estações bem definidas, uma de seca (outubro a abril) e outra de chuvas continuadas, frequentemente torrenciais (média anual de 1.700 mm aproximadamente). As temperaturas são de clima subtropical (média anual de 22°C) bastante estáveis ao longo do ano pela ocorrência de chuvas nos meses mais quentes e de seca nos mais frios.

O desenvolvimento geomorfológico, relacionado com a estabilização cratônica do fim do Mesozóico ao Terciário propiciou, em condições climáticas mais úmidas do que as atuais, o esculpimento de uma superfície peneplanada, com depósitos residuais detrítico-lateríticos que sustentam a topografia originando-se extensas chapadas elevadas. Desde então, a região vem sendo dissecada devido à lenta epirogênese positiva.

Em decorrência do clima e dos solos fortemente lixiviados dos peneplanos preservados, a vegetação característica é a do Cerrado, em que se combinam ora campos sujos, ora savanas com árvores de médio porte retorcidas devido ao *stress* provocado pela carência de nutrientes com excesso de Al e Fe do solo. Nas áreas dissecadas ou testemunhais da peneplanização, notadamente em terrenos mais férteis, granulíticos de composição básica,

calcários e outros, desenvolveram-se solos ricos com cobertura de mata vigorosa, o chamado Mato Grosso Goiano.



O uso extensivo dessas terras férteis, principalmente para pastagens e cultura de cana para o fabrico de álcool, juntamente com a dilapidação das matas para extração de madeira e para fabrico de carvão, tem destruído grande parte dessa cobertura arbórea. Neste processo não tem sido respeitadas nem as áreas pobres de cerrados. A derrubada de mata nas cabeceiras e ao longo das linhas de drenagem vem propiciando a degradação sistemática do solo com desenvolvimento de bossorocas que, principalmente em regiões elevadas e de solo argiloso vermelho dos granulitos, apresentam-se extensas e muito profundas, carreando toneladas de solo para os cursos d'água que tendem a colmatção.

#### 1.4. EVOLUÇÃO DOS TRABALHOS; ASPECTOS METODOLÓGICOS

O conhecimento geológico resulta da análise e interpretação de amostragens da realidade terrestre, sejam amostragens materiais (rochas, minerais..), sejam amostragens

energéticas (gravimetria, magnetometria.), e que permitem propor modelos de estruturas/sistemas da organização geológica espacial/temporal que menos conflite com os dados obtidos.

Assim, realizar pesquisa geológica sem um conhecimento espacial, ou seja, cartográfico, dos dados amostrados pode levar a elaboração de hipóteses conflitivas com a realidade.

Na presente pesquisa optou-se por um desenvolvimento cartográfico do geral para o particular. Em uma primeira etapa, selecionou-se uma grande área, visando o enquadramento geológico regional dos terrenos granulíticos e associados. Foram integrados dados de mapeamentos geológicos anteriores, realizados perfis de reconhecimento ao longo de estradas, realizadas fotointerpretações sobre imagens de satélite Landsat e de Radar do Projeto Radam, em uma área que se estende desde o Complexo de Barro Alto até o Complexo Anápolis-Itaçu (Winge,1990). *Overlays* em 1/100.000 e 1/250.000 sobre imagens de satélite e de radar foram utilizados para a integração de dados de mapeamentos anteriores.

A partir desta visão regional, foi selecionada uma área para detalhamento (etapa 2) no Complexo Anápolis-Itaçu, a oeste de Itaçu, onde ocorrem, lado a lado, terrenos de *greenstone belts* e de alto grau (Mapa Geológico anexo), mapeada na escala de 1:50.000.

Nessa segunda etapa, utilizou-se o SITIM, SIsistema de Tratamento de IMagens de satélite, e SGI, SIsistema Geocartográfico de Informações, do Laboratório de Sensoriamento Remoto da UnB, resultando no desenvolvimento de técnica específica (Winge et al.,1993) de modularização de imagens-mapas.

A cartografia geológica, direcionada para questões de zoneografia metamórfica, juntamente com a falta de dados geocronológicos e de mapeamento de detalhe, obrigou a utilização do conceito de unidades litodêmicas (conceito do Código Estratigráfico Norte-americano, Prothero,1982), tanto no mapa regional quanto no de semi-detallhe.

Para atender a compilação dos dados geológicos da pesquisa, visando desde mero acesso especializado (*retrieval* com saída impressa ou em video) até processamentos específicos subsequentes, o autor desenvolveu um sistema de registro, atualização, correção e acesso facilitados de dados geológicos (Geosist) para rodar sob o DBASE III Plus em microcomputador. Este sistema, em desenvolvimento, permite hoje recuperar os dados de afloramentos, definindo-se limites de coordenadas ou módulos geográficos de 1'x1', rochas e minerais, teores químicos de rochas, projetos e/ou siglas de geólogos, etc., e as saídas podem ser de vários tipos: impressas, padronizadas conforme a listagem sintética do Anexo 6, em arquivos lotus (wks), dbase (dbf) ou texto (txt) e em arquivos de integração geocartográfica com imagens de satélites (para os planos de "overlays" de *pontos* de afloramentos na imagem).

A partir de questões levantadas na 2a. etapa, optou-se por ampliar a área de integração regional envolvendo parte da faixa granulítica a NW de Porangatu, os Complexos de Cana Brava e Niquelândia e o sul do Complexo Anápolis-Itaçu para permitir uma visão mais ampla do quadro tectono-estrutural onde se encontram os terrenos granulíticos.

Cerca de 640 afloramentos e 270 lâminas delgadas foram estudados, em sua maior parte correspondentes à área de detalhamento. A localização dos pontos estudados na área de detalhamento pode ser vista no Mapa de Pontos Anexo. Outros pontos citados no texto podem ser localizados a partir das coordenadas indicadas no Anexo 6 (Listagem Sintética dos Dados).

Foi realizado um perfil de reconhecimento no Complexo Niquelândia juntamente com Prof.A.A.Nilson por ocasião da preparação do roteiro de excursão para o I Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina, quando foram obtidas as fotos 1 a 9 (anexo2).

O mapa geológico regional em 1/500.000 (no Anexo 9 reduzido para 1/1.000.000) foi obtido por redução de mapas em 1/250.000 decorrentes dessa compilação com

reinterpretações de trabalhos anteriores. Grande número de mapas de pesquisas diversas foram utilizados. Cabem ser destacados os mapas dos trabalhos de graduação da UnB em 1:50.000 dos anos 1974, 1977, 1978, 1979, 1980, 1981, 1982, 1986, 1988 sob a coordenação dos professores J.O.Marini, J.O. de Araujo Fo., R.A.Fuck, J.C.M.Danni, O.H.Leonardos e A.A.Nilson, diversos mapas de dissertações de mestrado e doutorado (Stache, 1976; Figueiredo, 1978; Souza, 1973; Simões, 1984; Barbosa, 1987; Strieder, 1989; Amaro, 1989; Silva, 1991; Nunes, 1990; Wolff, 1991), mapas dos projetos Brasília (Barbosa et al., 1981), Goiânia (Barbosa, 1970), Goiânia II (Pereira et al., 1980), Bandeirantes (Olivcira & Bittar, 1971) do DNPM, Porangatu (Machado et al. 1981), Canabrava-Porto Real (Araujo & Alves, 1979), Pontalina (Araujo et al., 1980), mapas metalogenéticos em 1:250.000 (folhas Uruaçu, Ceres, Goianésia, São Luis de Montes Belos e Goiânia) publicados pelo DNPM, mapas da NUCLEBRÁS (1978)..

As análises de rochas foram realizadas no LAGEQ-Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais. Os elementos maiores foram determinados por espectrometria de plasma (ICP) com abertura por fusão com  $\text{LiBO}_4$ ; os elementos traços e menores foram dosados também no ICP após abertura por digestão ácida ( $\text{HF}/\text{HClO}_4/\text{HNO}_3/\text{HCl}$ ); o equipamento utilizado é o modelo SPECTRO FVM03. O FeO foi determinado por volumetria usando  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ . Os ETR- Elementos Terras Raras- foram analisados no GEOLAB da empresa GEOSOL por ICP. Para facilitar o processamento das análises foi desenvolvido dentro desta pesquisa, mas atendendo objetivo de uso geral, um sistema de registro, arquivamento e recuperação dos dados químicos em microcomputador para o LAGEQ.

No processamento de dados de química de rochas foi utilizado o SISTEMA *NEWPET* 1987-1990 desenvolvido pelo Centre for Earth Resources Research do Dept. of Earth Sciences da Memorial University of Newfoundland, além de sistemas de uso geral (Lotus, Excell..) e, salvo quando indicado, os parâmetros de normalização para MORB, condrito, manto primordial.. são os constantes deste sistema distribuído em *freeware*.

As análises químicas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda do Departamento de Mineralogia e Petrologia da UnB, utilizando-se o sistema de microsonda Cameca.

Para os estudos geo-termobarométricos, utilizou-se o programa THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) e o programa PTMAFIC, desenvolvido por J.I. Soto Hermoso, Departamento Geodinamica, Universidad de Granada.

Análises geocronológicas (Rb-Sr) foram realizadas dentro do convênio IG-UnB/IG-USP com preparação inicial na UnB e dosagens isotópicas na USP.

## 1.5. GRANULITOS E GRANULITIZAÇÃO - UMA BREVE REVISÃO

### 1.5.1. Terminologia

A gênese das rochas granulíticas é controvertida, o que tem colaborado para a criação de muitos termos para designá-las (ver Anexo 1).

O termo **granulito**, derivado do latim (*granulum*), foi utilizado, originariamente, por autores alemães para designar leptinitos de Granulitgebirge, Floresta Negra (Rinne et al. 1949) em função, essencialmente, da textura fina e granuloblástica que apresentam. Segundo Miyashiro (1973), o nome granulito significava originariamente rochas com textura granulítica, caracterizada por bandas ou fitas, por vezes inconspícuas, de diferentes minerais com tendência equigranular e equidimensional. Este termo tem sido usado com conotação variável, de petrográfica faciológica ( fácies metamórfica *granulito* de Eskola, 1939 in Turner & Veerhoogen, 1960) a geotectônica, relacionada com a compartimentação em cinturões de alto grau metamórfico (cinturões granulíticos ou *granulitic mobile belts*). A utilização

frequente na bibliografia para designar as próprias rochas dos cinturões granulíticos contraria propostas como as de Winkler (1977), que sugeriu reservar o uso do termo granulito para a designação da fácies metamórfica, atribuindo termos especiais (*granolito*, *granoblastito*..) para especificar as rochas granulitizadas.

Neste trabalho, o termo granulito será utilizado, conforme uso corrente, com um sentido amplo, servindo tanto para designar a fácies metamórfica quanto as rochas metamorizadas nessa fácies, além de englobar as rochas plutônicas e/ou anatécicas associadas (charnockitos, enderbitos, mangeritos..) que cristalizaram debaixo das mesmas condições de pressão e temperatura. Assim, os granulitos compreendem rochas de composição variada, de origem intra ou supracrustal, que sofreram metamorfismo da fácies granulítica. Isto vem simplificar a nomenclatura das rochas granulitizadas com o uso substantivado ou adjetivado do termo granulito como, por exemplo: diorito granulítico; granulito ácido; granulito granodiorítico, etc..

### 1.5.2. Litotipos - características gerais

As associações litológicas dos terrenos granulíticos compreendem rochas de diversos tipos e origens. Podem ocorrer, lado a lado, como é o caso da área de estudo, rochas meta-ultramáficas, gnaisses, leptinitos e outras rochas silicosas e/ou aluminosas, meta-máficas...

Sem dúvida, os protolitos mais comuns são plutônicos, mas, supracrustais podem ser expressivas, como, por exemplo, no Complexo Jequié, Bahia (Figueiredo & Barbosa, 1993).

As texturas e estruturas tipomorfas são variadas: desde maciças, muito comuns, a fortemente foliadas. Geralmente são rochas granoblásticas, em mosaico, em consequência das paragêneses essencialmente anidras com minerais equidimensionais. São bastante comuns, entretanto, texturas miloníticas (milonitização "a seco"). Texturas e estruturas reliquiais, parcial ou totalmente preservadas (xenólitos angulosos, acamadamento ígneo, texturas coronítica, cumulítica, porfirítica..), ocorrem, localizadamente, lado a lado com as texturas derivadas de fortes deformações.

Esta variabilidade de texturas e estruturas, com porções preservadas entre faixas fortemente deformadas e estiradas, é verificada desde a escala microscópica até a escala de afloramentos e indica, como característica geral, que a deformação metamórfica foi heterogênea, não pervasiva.

Bolsões ou veios de material anatéxico ocorrem principalmente associados a fácies mais ácidas e muitas vezes podem representar transições para terrenos migmatíticos.

Massas plutônicas ou anatécicas da *série* charnockítica, com granulação grossa e equidimensional, com cores normalmente escuras, são comuns em terrenos de alto grau e costumam gradacionar para fácies deformadas das encaixantes.

### 1.5.3. Metamorfismo granulítico: conceito e condições físico-químicas

O metamorfismo granulítico é conceituado (e.g. Yardley, 1989) como um processo de amplitude regional, desenvolvido em ambiente geológico com baixa atividade de H<sub>2</sub>O (anidro), altas temperaturas, pressões litostáticas crustais e gradiente geotérmico elevado a, mais raramente, intermediário.

As determinações termobarométricas das paragêneses tem indicado para as variáveis intensivas condições comuns entre 700 e 850°C (atingindo até 1000°C) e pressões em torno de 8 kbar, variando de valores inferiores a 5 até 12 kbar (Figuras 1-2C, D e E).

Green & Ringwood (1967) propuseram a divisão da fácies granulito (Figura 1-2C) em baixa, média e alta pressão, esta transicionando para fácies eclogito, com base em associações minerais estáveis como:

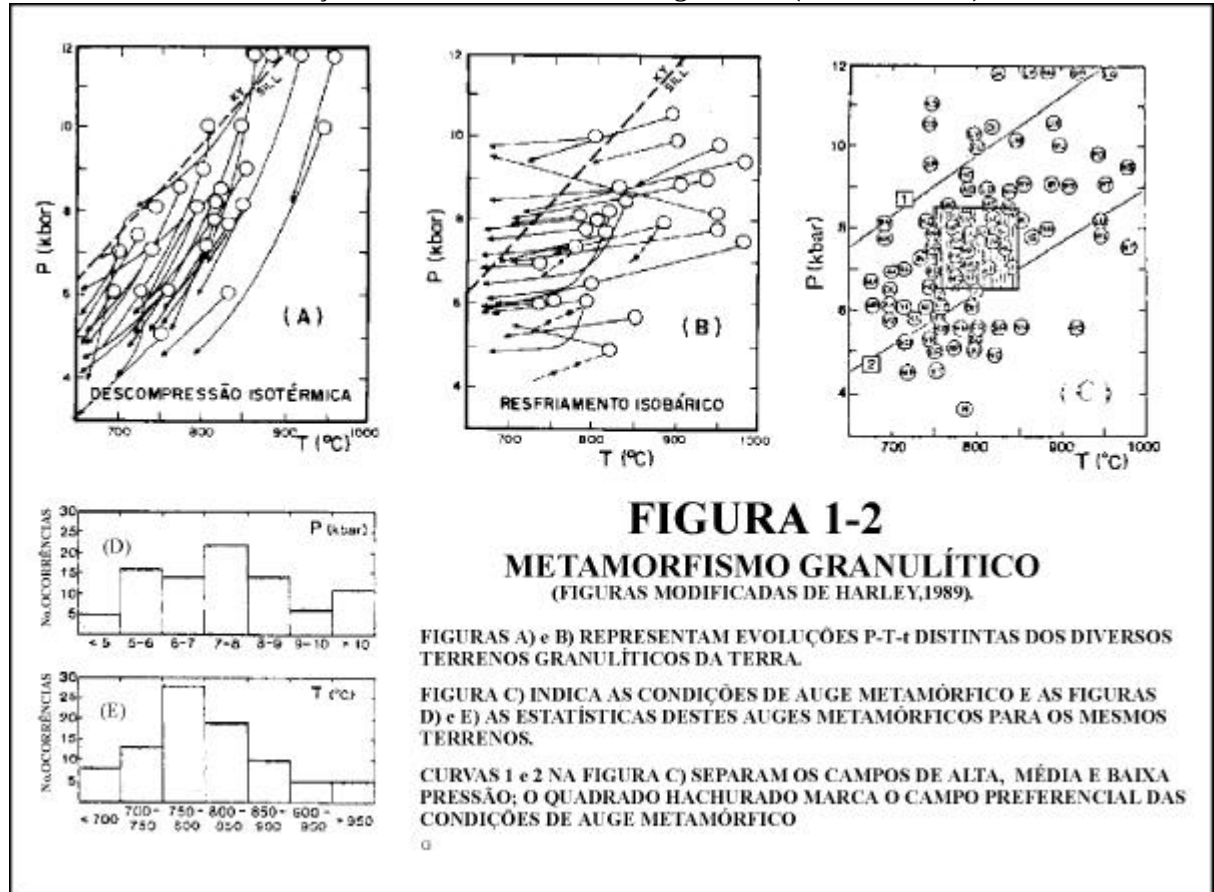
i) *baixa P*: opx+cpx+plagioclásio;

- ii) *média P*: granada+opx+cpx+plagioclásio; cordierita+granada+K feldspato +quartzo;  
 iii) *alta P*: granada+cpx+quartzo; granada+quartzo; cianita+granada+Kfeldspato +quartzo.

A fácies granulito transiciona para a fácies eclogito de alta T quando, acima de 10 kbar, em condições também anidras, começa nas fácies básicas a desestabilização da fase plagioclásica, que passa a ser incorporada, em moléculas jadeíticas em cpx onfacítico e grossuláricas em granada magnesianas, dada a reação metamórfica:



A zoneografia metamórfica nos cinturões granulíticos de áreas cratônicas mostra extensas áreas frequentemente caracterizadas por pobreza ou ausência de isógradas progradantes. Os limites tectônicos destes cinturões são os mais comuns. Entretanto, em diversas regiões ocorrem exceções como, por exemplo, no Craton de Dharwar, sul da Índia, onde é observada a transição de fácies xisto verde até granulito (Newton, 1990).



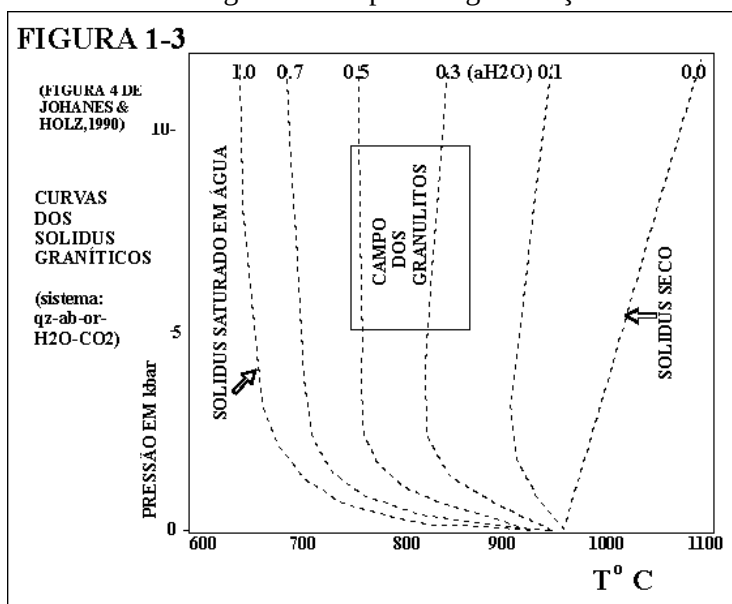
Em terrenos ofiolíticos fanerozóicos como, por exemplo, os ofiolitos Yakuno (Ishiwatari, 1985, 1991) e Horokanai (Ishizuka, 1985) no Japão, e junto a estratos tectônicos de diversas outras estruturas ofiolíticas do mundo (Nicolas, 1989), são verificadas transições desde fácies granulito até xisto verde e mais baixo em que a zoneografia metamórfica geralmente está invertida nos níveis intracrustais a supracrustais obductados por assoalho mantélico alóctone fortemente aquecido.

A existência de inclusões fluidas com poucos micra de diâmetro, constituídas essencialmente por CO<sub>2</sub> em minerais granulíticos (e.g. Touret, 1981), demonstra a participação de fase rica em CO<sub>2</sub>, diluindo a fase hidratada no metamorfismo granulítico. Estas determinações tem levado a se pesquisar isotopicamente a natureza desta fase fluida que seria, para muitos autores (e.g. Newton et al, 1980; Newton, 1990) essencial para as reações metamórficas de granulitização através de fluxo carbônico de possível origem mantélica. England & Thompson (1984) analisam as condições de transferência de calor na crosta

terrestre, considerando que o mecanismo de difusão extensiva de fluidos abaixo de 10 km de profundidade é muito limitado, devido à baixíssima permeabilidade de rochas em regime dúctil ao que se acrescenta o selamento de poros devido a reações metamórficas das fases minerais e fluidas. Harley (1989) também discute esta questão e coloca em dúvida este processo, permitindo-se optar por um ambiente de granulitização tipificado por *fluido ausente*; a ação da fase  $\text{CO}_2$  seria localizada ou canalizada em espaços restritos.

Tem sido determinada transição isobárica entre fácies anfibolito (com inclusões fluidas aquosas) e granulito (inclusões fluidas carbônicas) como, por exemplo, no SW da Finlândia (Schreurs, 1984) onde as inclusões fluidas e as paragêneses apontam temperatura de 750 a 820°C e pressões de 3 a 5 kbar.

A natureza pouco hidratada da fase fluida, com  $a\text{H}_2\text{O}$  geralmente entre 0,1 e 0,2 (Harley, 1989), é, sem dúvida, um dos fatores essenciais do metamorfismo granulítico porque nas condições termodinâmicas citadas, as rochas sofreriam, sob  $\text{PH}_2\text{O} = \text{Ptotal}$ , extensiva migmatização e anatexia devidas ao rebaixamento da temperatura de fusão proporcionado pela entrada de  $\text{H}_2\text{O}$  no sistema, polimerizando os tetraedros de sílica. Assim, quando as condições do fluido atingem  $a\text{H}_2\text{O} > 0,25$  desenvolvem-se fácies migmatíticas no campo do metamorfismo granulítico pela migmatização e anatexia de componentes granitófilos das rochas (ver Figura 1-3).



Esse metamorfismo corresponde a condições crustais de 10 a 35 km de profundidade em ambiente de alto a médio gradiente geotérmico. O estudo evolutivo das paragêneses metamórficas das rochas granulíticas (e.g. Sandiford & Powell, 1986) em diagramas  $\text{PTt}$  indica que é muito frequente o processo de resfriamento isobárico. Entretanto, os estudos de evolução paragenética também indicam que muitos terrenos granulíticos evoluíram com descompressão isotérmica (Figuras 1-2A e B).

A caracterização dos terrenos granulíticos a partir dos cálculos termobarométricos da sucessão paragenética mineral, constitui-se, hoje, em importante ferramenta para fundamentar as propostas de ambiência e evolução crustal destes terrenos. Existem vários modelos tanto para explicar a evolução no sentido horário (descompressão isotérmica) quanto no sentido anti-horário (resfriamento isobárico), sendo que cada modelo depende de detalhes do diagrama  $\text{PTt}$  e do contexto geológico. De uma forma geral, pode-se dizer que os terrenos com resfriamento isobárico relacionam-se a evolução crustal com taxa de erosão pouco significativa logo após o metamorfismo granulítico e, associadamente, com uma residência crustal que tende a ser mais prolongada. Por outro lado, a descompressão isotérmica implica em taxas rápidas seja de erosão, soerguimento tectônico e/ou descolamentos litosféricos (como reversão de *nappes*) para assegurar mínimo declínio da temperatura após a granulitização, enquanto os granulitos *ascendem rapidamente* em direção à superfície.



#### 1.5.4. Distribuição espacial e temporal dos granulitos

As rochas granulitizadas ocorrem na superfície terrestre, tanto em domínios continentalizados, quanto oceânicos. Os principais tipos de ocorrências são:

1-cinturões ou faixas de rochas granulíticas, geralmente com centenas de quilômetros de extensão, os *mobile belts* ou *high grade terrains*, em áreas cratônicas, geralmente muito antigas, polifasicamente retrabalhadas;

2-em núcleos ou raízes granito-migmatíticas de cinturões orogênicos como paleossomas (enclaves) granulíticos em migmatitos e anatexitos;

3-em sistemas ofiolíticos, principalmente junto a contatos com corpos ultramáficos mantélicos onde massas obductadas alóctones provocam metamorfismo de alto grau sobre estratos crustais cavalgados com zoneografia decrescente em profundidade;

4-como xenólitos, registrando coleta de níveis crustais inferiores, junto com eclogitos e outras rochas profundas em aparelhos vulcânicos a subvulcânicos de magmatismo de rápida ascensão, principalmente nas províncias continentais alcalinas e kimberlíticas;

5-no contato de corpos intrusivos básicos podem ocorrer auréolas, geralmente pequenas, de forte aquecimento e desidratação onde desenvolvem-se paragêneses da fácies hiperstênio hornfels iguais às da fácies granulito regional.

As idades dos terrenos granulíticos de áreas cratônicas (*high grade terrains*) são muito variadas. Algumas, estão entre as mais antigas na Terra (e.g. no Oeste da Groenlândia com cerca de 3,6 Ba.- Griffin et al.1980, cerca de 3,0 Ba. na Bahia - Barbosa,1992). Várias datações, entretanto, indicam idades mais jovens para o metamorfismo granulítico, sendo frequentes às do Meso a Neoproterozóico, como e.g.: 1.3 Ba. na Índia e Sri Lanka (Saxena,1977); 0.6 Ba. em Madagascar(Kroner,1991); 1,3 e 0,79 Ba. no Complexo de Barro Alto (respectivamente Fuck et al.1988 e Suito et al.,1994); 0,78 Ba. no Complexo de Niquelândia (Ferreira et al.1994a).

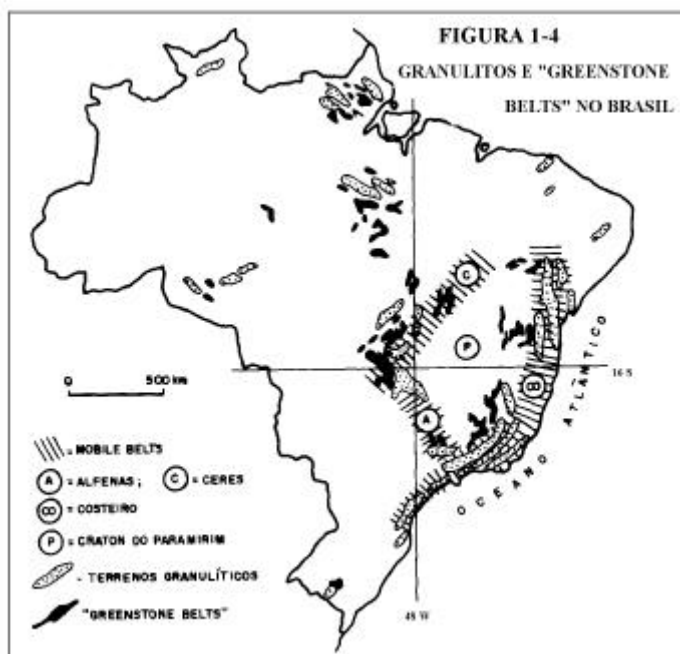
Os *high grade terrains* ocorrem como faixas (*mobile belts*) com extensões de centenas de quilômetros separando ou bordejando os terrenos granito-*greenstone* de áreas cratônicas arqueanas sendo que, em uma recomposição do supercontinente Pangaea, pode-se perceber uma continuidade dos traços estruturais relacionados com os terrenos de alto grau e que tem "sido usada como evidência contra extensivos movimentos de deriva continental entre o Arqueano e o Fanerozóico" (Windley,1977).

No Brasil, os terrenos granulíticos deste tipo dispõem-se aparentemente associados aos *greenstone belts* (Figura 1-4) e, também, com uma continuidade que sugere terem sido pouco deslocados pelos episódios tecto-orogênicos ligados às faixas de dobramentos que os interceptam.

Além dessas características, é comum a associação de complexos gabro-anortosíticos com as faixas granulíticas.

Os cinturões granulíticos mostram uma localização preferencial junto a suturas colisionais de diversas idades, como no Escudo de Aldan, junto ao cinturão dobrado fanerozóico Okhotsk-Mongoliano (Kazanski & Moralev,1981); no Escudo da Bohemia, junto ao cinturão variscano/herciniano (Medaris et.al.1990); e também, na área do presente estudo, junto ao cinturão brasileiro-uruaçuano.

Todas estas áreas foram palco, em maior ou menor grau, de retrabalhamentos crustais - *shearing*, hidratação, diaforese, anatexia e migmatização... - verificando-se, também, episódios magmáticos vários. Como resultado tem-se uma elevada complexidade estrutural, litogênica e paragenética. Assim, por exemplo, na Amazônia (Wernick,1981), é comum os granulitos ocorrerem de forma limitada em terrenos migmatizados. Na Bahia e no Nordeste do Brasil também se verifica, comumente, a migmatização como um processo superimposto de estágio ou ciclo geralmente mais jovem do que o que propiciou a granulitização.



Observa-se, também, a ocorrência de terrenos granulíticos de diversas idades junto às atuais margens continentais e microcontinentais, ativas ou não-ativas, como na Índia e em Sri Lanka; na região do Limpopo; na Ilha de Madagascar; na Groenlândia; em toda a costa leste e sudeste brasileira (ver Mapa Geológico do Brasil em 1:2.500.000, DNPM, 1984). Também ocorrem em regiões de *rifts* continentais como na linha tectônica Lake Tanganka-Lake Malawi; entre Lake Victoria e Lake Rudolph, na África;...(ver Geological Map of Sectors of Gondwana; Univ. of Witwatersrand, 1988). Esta disposição tem sido objeto de

análises e especulações diversas (e.g. Fyfe & Leonardos, 1974; Winge, 1990) relacionando a incidência de rupturas continentais com terrenos de alto grau metamórfico.

Ocorrências de rochas granulitizadas mais jovens e de dimensões mais limitadas do que as dos terrenos pré-cambrianos de alto grau verificam-se junto a sistemas ofiolíticos fanerozóicos como, por exemplo, os ofiolitos Horokanai (Ishizuka, 1985) e Yakuno (Ishiwatari, 1991) no Japão; Sulawesi (Helmen et al., 1990) na Indonésia; no Alaska, na Cadeia dos Aleutas (De Bari & Coleman, 1989).

Os complexos acrescionários circumpacíficos (margem panthalássica) desenvolveram-se ao longo de todo o Fanerozóico envolvendo eventos sucessivos de geração e colocação de sistemas ofiolíticos em uma superposição de cinturões de *nappes* ofiolíticas, a maior parte deles relacionada a ambientes frente, intra e trás-arco. Estas ocorrências notabilizam-se pela ausência de níveis de *sheeted dikes* e pela existência de metamorfismo de alto grau nas fases máficas (Ishiwatari, op.cit.). O ofiolito de Yakuno, Japão, representa crosta oceânica de um sistema "arco de ilha - bacia marginal" excepcionalmente espessa (15 a 30 km) com uma seção de vulcânicas, cumulados e peridotitos residuais onde o grau metamórfico aumenta para a base e atinge a fácies granulito no interior da seção dos cumulados. Em *nappes* do cinturão Sanbagawa, Japão, corpos de metagabro e de dunito/eclogito apresentam, localmente, uma mineralogia primária de fácies granulito de alta T antecedente ao metamorfismo de alta P.

Nicolas (1989) reporta 62 localidades onde ocorrem ofiolitos com paragêneses de alta temperatura/baixa pressão em vários ambientes geológicos.

Fora de ambientes oceânicos, como por exemplo, nos Alpes Centrais Italianos (Droop & Bucher-Nurminen, 1984), em ambiente continental orogênico, também podem ser encontrados granulitos (muitas vezes associados com mélanges ofiolíticas). O metamorfismo de alta pressão superimposto nestas zonas de suturas tende a transformar os granulitos em xistos azuis ou em eclogitos.

As ocorrências de xenólitos granulíticos e eclogíticos em condutos kimberlíticos ou de rochas alcalinas de ambiente intraplaca continental (exemplo clássico é no Maciço Central Francês - Brousse, 1970) tem servido de apoio à proposta de que a crosta continental inferior é composta extensivamente por rochas granulíticas. Interessante apontar que os xenólitos peridotíticos granulitizados das *pipes* tendem a ser de textura equidimensional enquanto que os peridotitos ofiolíticos apresentam (Nicolas, 1989) textura porfiroclástica a milonítica.

### 1.5.5. Os modelos geodinâmicos de geração das rochas granulíticas

Inúmeras propostas de modelos geotectônicos têm sido apresentadas para explicar a gênese dos terrenos granulíticos como bem documentado em Windley (1977) e em vários artigos dos simpósios "Archaean Geology", sp. publ. No.7, 1981 - Geol. Soc. of Australia; "ISAP-International Symposium on Archaean and Proterozoic Geologic Evolution and Metalogenesis" editado SBG/SME, Salvador, Brazil, 1982; "Evolution of Metamorphic Belts" da Geological Society of London, "Special Publ. 43; 1989".

A ocorrência preferencial de granulitos em terrenos antigos, associados com *greenstone belts* e com extensos terrenos de gnaisses cinza arqueanos, tem estimulado a idealização de modelos evolutivos dentro de uma linha não-uniformitarista como os de Glikson (1971), Glikson & Lambert (1976), Fyfe (1973), Katz (1976), De Wit et al. 1992,...

Por outro lado, propostas de evolução dos terrenos de alto grau dentro de linhas mais uniformitaristas são igualmente apresentadas e discutidas por vários autores como Dewey & Burke (1973), Burke et al. (1976), Sandiford & Powell (1986), Harley (1989)...

Praticamente todos os ambientes geotectônicos atuais, além de outros que seriam exclusivos do Arqueano (modelos não uniformitaristas), foram aventados para a evolução dos terrenos de alto grau, a saber:

- falhas transformantes em sítios continentais de crosta dúctil (aquecida) e fina, associadas a calhas de *greenstone belts*, equivalentes arqueanos das *ridges* (Katz, 1976);

- aulacógeno em velho craton com exemplo no Limpopo Belt associado aos terrenos granito-*greenstone* de Barberton (Barton, 1981);

- desidratação progressiva, como ocorre no Complexo de Williama, Broken Hills, Austrália (Binns, 1965) ou polifásica em metamorfismo regional;

- como resíduo progressivamente empobrecido em H<sub>2</sub>O e em elementos granitófilos, devido à realização de processos anatéxico-metassomáticos favorecidos pela alta temperatura e hidratação (curvas de fusão parcial negativas na grade petrogenética) da crosta arqueana, originando restito granulítico na base da crosta e material granito/anatéxico mobilizado para níveis superiores da crosta (Fyfe, 1973);

- nas raízes de arcos de ilha maduros, como no complexo máfico-ultramáfico das Tonsinas, Aleutas (De Bari & Coleman, 1989), onde cumulos gabróicos (*underplating*) associam-se com fatias mantélicas e, acima, com volumoso vulcanismo toleítico alto-Al;

- em arco magmático continental, com a granulitização relacionada a grande influxo de magma basáltico alojado na base (*underplating*) crustal (Bohlen, 1987), ou seja, com magmatismo sin-metamórfico, produzindo resfriamento isobárico comum em vários terrenos granulíticos como nos Adirondacks, na Groenlândia, etc.;

- ambiente colisional liminar ou cordilheirano com forte aquecimento da placa oceânica jovem (zonas de *ridges*, junção tríplice, falhas transformantes) em subducção a qual se torna mais flutuante, favorecendo estiramento litosférico e magmatismo associado, como no sul dos Andes (Tarney et al., 1976; Nelson & Forsythe, 1989);

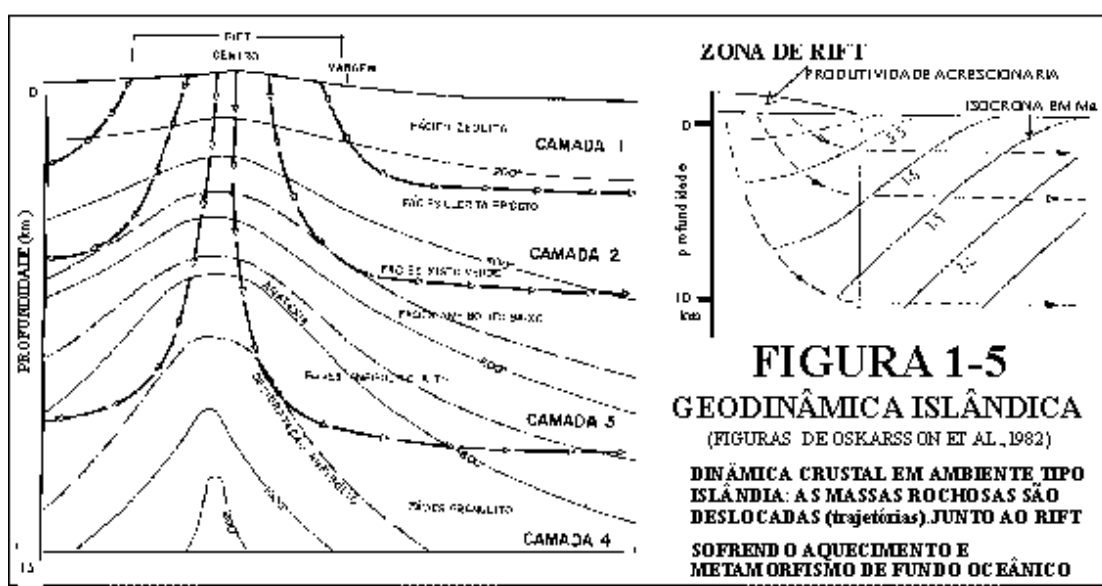
- proto-ofiolitos com associações similares às dos *greenstone belts* em ambiente Cata-arqueano de tectônica eminentemente verticalizada (Glukovskiy et al. 1977);

- colisão em fase compressiva, engavetando fragmentos crustais siálicos com fragmentos de crosta simática gerada em fase extensiva anterior e que propiciou também o afinamento crustal e falhamentos lístricos (Park, 1981) em um modelo semelhante ao de "milipede" de Wynne-Edwards (1976);

- ambiente colisional com litodemas ofiolíticos obductados ou indentados em prisma vulcano-sedimentar em zonas de *mélanges*, provocando metamorfismo decrescente para a base do muro (e.g. Nicolas, 1989).

-ambiente ofiolítico oceânico tipo HOT de rápida expansão (Nicolas,1989). O desenvolvimento de paragêneses granulíticas durante a tectônica intra-oceânica em sistemas ofiolíticos, com aquecimento térmico junto a diápiros astenosféricos, talvez não seja mais evidenciado porque, como sina geodinâmica, tais terrenos sofrem metamorfismo colisional superimposto, xisto azul a eclogítico e tendem a ser consumidos como placas em subducção nas zonas de colisão.

-ambiente de *ridge* (ofiolítico) tipo Islândia. Em cadeias mesoceânicas, formam-se rochas ácidas, trondhjemiticas (Coleman,1971) a quartzo-dioríticas (Engel & Fisher,1975) como finos veios (*dikelets*) em associação ofiolítica (.."a subordinada mas persistente associação de trondhjemitos com ofiolitos e basaltos oceânicos representa o produto final de diferenciação de basaltos subalcalinos dentro de um sistema de *ridge*" - Coleman, op.cit.). Em condições especiais de forte aquecimento, como ocorre na Islândia, com *hot spot* deslocado da *ridge* e retrabalhando a crosta oceânica, verifica-se a geração de até 20% de rochas ácidas (Sigurdsson,1977) subvulcânicas a vulcânicas (riolitos, granófiros, icelanditos..), associadas a basaltos e sedimentos em condições subaéreas a subaquáticas. A origem de tal volume de rochas ácidas tem sido objeto de um número cada vez maior de estudos (e.g. Steinthorsson & Jacoby,1985; Bott,1985; Oskarsson et al.1985; Helgason,1985; Marsh et al.1991..), visto representarem a geração de crosta siáfica em pleno domínio oceânico. Sem contar com os plateaus Voring e das Ilhas Faroe, possivelmente desenvolvidos com o mesmo sistema de *hot-spot* (Vink,1984), nos últimos 10 milhões de anos (Helgasson,1985) foi construído, na base de 1 cm/ano de expansão, os 200 km de diâmetro do "mini-proto continente" islândico. Este cenário *sui generis* tem sido aventado (e.g. Kroner,1982) como o da origem das primeiras massas continentais terrestres quando o fluxo calórico era maior e as interações astenosfera-litosfera mais intensas. A Figura 1-5 esboça um modelo evolutivo que admite a formação de uma crosta inferior granulitizada na área protocontinental islândica: a acresção de material mantélico dá-se, de forma intensiva, junto da linha central do *rift* e o fluxo plástico destas



rochas seria função de deslocamentos litosféricos diferenciais proporcionados pelo arrasto da convecção astenosférica. Esta tectônica oceânica é variável e condicionada à velocidade de expansão da *ridge*. Parte do material crustal, inclusive supracrustal, é levado, segundo o modelo, para níveis com isothermas elevadas sofrendo metamorfismo de fundo oceânico desde

fácies zeolita até anfíbolito e, em  $>1000^{\circ}\text{C}$  junto do *Moho*, anatexia, com produção de magma ácido dos riolitos e icelanditos efusivos, e metamorfismo granulítico;

- níveis infracrustais em ambiente colisional onde ocorreria a desgranitização, originando magmatismo riolítico e deixando um resíduo anatético (modelo Tibetano ou Himalaiano), como proposto por Dewey & Burke(1973); Burke et al.(1976); Myers(1976). Segundo o modelo tibetano de origem dos granulitos de Dewey & Burke(op.cit), com o espessamento crustal, a partir de uma tectônica colisional de continentes como a que ocorre nos Himalaias, a crosta inferior, diorítica, da placa cavalgada sofreria aquecimento e fusão parcial, originando magmatismo ácido alto-K que migraria para níveis superiores, extravasando como riolitos ou cristalizando como granitos e deixando um resíduo refratário anortositico e piroxênio granulítico depletado de elementos granitófilos;

- infra-crosta continental. Para Herzberg et al.(1983) a injeção de magmas primitivos (MORB, picritos, komatiitos..) mais densos do que as rochas dioríticas a granodioríticas da crosta propicia *underplating* e perturbação das geotermas junto ao *Moho*, a 10-12 kbar, desenvolvendo aí um ambiente de metamorfismo granulítico. Nos sistemas intrusivos fases anortositicas *flutuam* enquanto que blocos densos de diferenciados peridotíticos ficariam embaixo e poderiam afundar no manto. Associadamente ocorreriam fusões parciais, devolatilização de rochas mais hidratadas, deformações complexas e outros processos com líquidos menos densos e fases anatéticas e hidratadas, cristalizando em níveis superiores. Este conjunto de processos favoreceria a *estratificação* crustal.;

- ambientes extensionais em fases tardias e/ou em compartimentos especiais de uma evolução tecto-orogénica de duplicação crustal onde se associam rápido estiramento litosférico e diapirismo astenosférico com magmatismo sub-crustal (*underplating*), evoluindo para magmatismo tardi-orogénico bi-modal, e metamorfismo de alto grau como discutido, e.g., por Harley (1989);

- ambientes extensionais de desenvolvimento intracontinental, como propostos, e.g., por Wickam & Oxbourgh (1985) e por Sandiford & Powell (1986): estruturas de *rift* com evolução para bacias vulcano-sedimentares junto à superfície corresponderiam a perturbações geotérmicas em profundidade, causadoras do magmatismo e do metamorfismo de alto grau nas raízes desses sistemas extensionais em regiões como a Província Basin & Range no Centro-Oeste Americano, no Mar Morto e em outras regiões.

Segundo alguns modelos, como os que envolvem retrabalhamento de crosta continental, a natureza dos extensos terrenos granulíticos não necessita estar diretamente vinculada com a geração dos protólitos. Para outros modelos, entretanto, o metamorfismo granulítico deve estar no tempo-espaço vinculado com a formação de determinados protólitos segundo um quadro geotectônico de evolução própria como, por exemplo, a granulitização junto a ofiolitos obductados ou a granulitização nas raízes de arcos de ilha.

Depois do evento de granulitização as rochas podem ter residência intra-crustal prolongada (e.g. complexo granulítico de Enderby Land, Antártica, Sandiford,1985) ou serem *rapidamente* transportadas para níveis mais rasos e expostas à superfície terrestre pela evolução geodinâmica e erosional (e.g. junto aos ofiolitos circum-pacíficos).

Esta diferença de tempo de residência crustal depende essencialmente da estabilidade da crosta em que se inserem os granulitos. Diversos fatores estão envolvidos nesta estabilidade crustal, entre os quais salienta-se, como fatores inter-relacionados, o equilíbrio densitométrico entre crosta e manto litosféricos, a dinâmica da evolução tectônica das placas litosféricas e as perturbações geotérmicas mais profundas. Assim, somente em uma crosta continental estabilizada pode ocorrer um tempo de residência crustal maior (sempre suscetível de retrabalhamentos devidos à rupturas continentais com arqueamentos, erosão, etc..) enquanto que granulitos de geração intra-oceânica não acrescidos a continentes certamente tem menor tempo de residência crustal porque as placas oceânicas são subductadas em espaço de tempo não maior do que 200 Ma (e.g. Condie,1989).

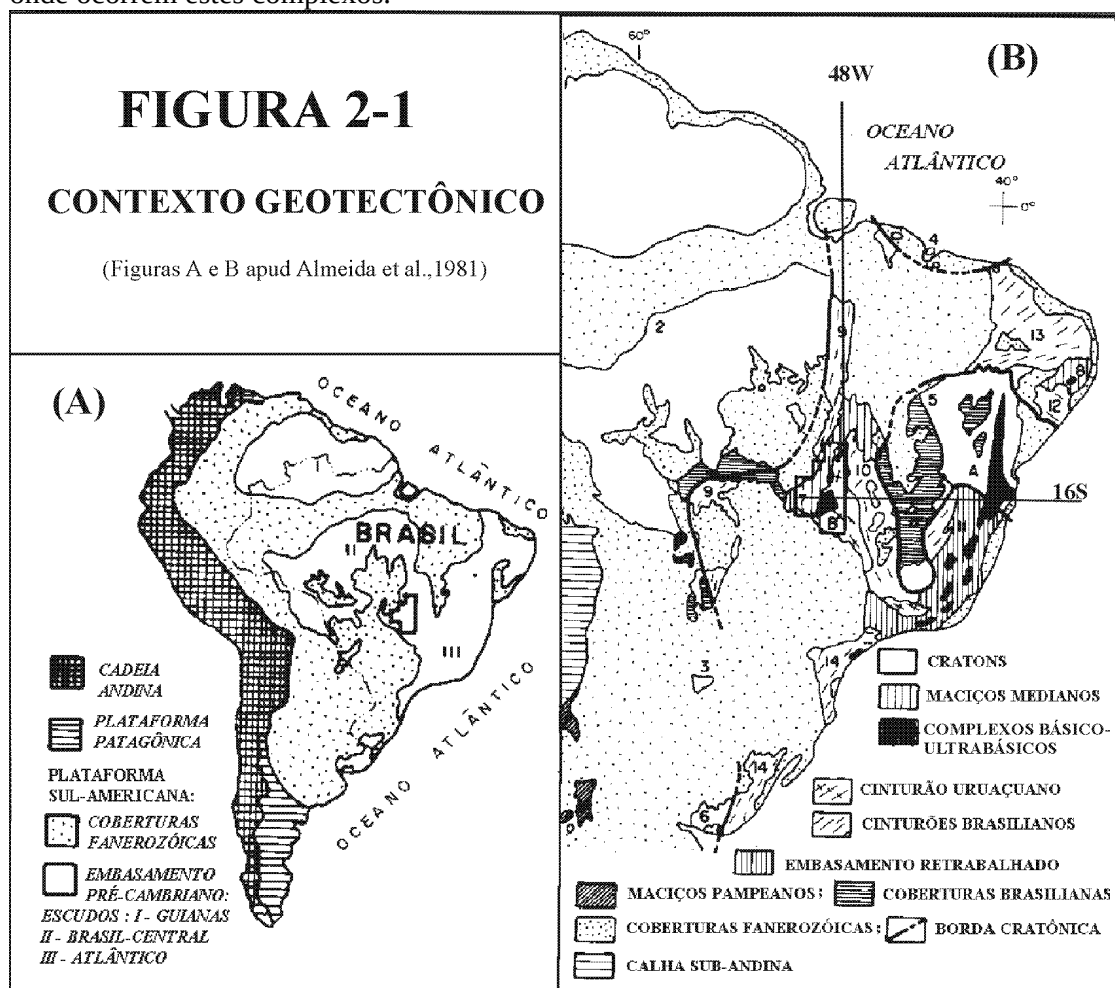
## 2.SINOPSE DA GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

#### 2.1.1.Quadro tectono-estratigráfico dos terrenos granulíticos

Os terrenos granulíticos da Província Estrutural do Tocantins, Brasil Central, representados em sua maior parte pelos complexos máfico-ultramáficos Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto ao norte e pelo complexo granulítico Anápolis-Itauçu ao sul, têm sido incluídos, face às datações geocronológicas existentes (e.g. Hasui & Almeida,1970), como parte do Complexo Basal Goiano e sediados em um compartimento siálico, tido como de idade arqueana, o Maciço Mediano de Goiás, entre faixas de metassedimentos proterozóicos dobrados e metamorizados.

As figuras 1-1 e 2-1 localizam geológica e geotectonicamente a área de interesse onde ocorrem estes complexos.



O Maciço Mediano de Goiás (Almeida,1967) faz parte da Província Estrutural de Tocantins definida por Almeida et al. (1977). Ele teria funcionado, segundo Almeida (1967), como um embasamento siálico entre um par geossinclinal proterozóico (geossinclíneo Brasília a leste e Paraguai-Araguaia a oeste) acolhendo manifestações eruptivas de fácies eugeossinclinal; posteriormente, teria sido retrabalhado, atuando, durante a tecto-orogênese baicaliana, como pós-país baixo (*Zwischengebirge*) das faixas de dobramentos orogênicos brasileiras com polaridade metamórfica em direção às áreas cratônicas e vergências

centrífugas. Segundo essa proposta, grande parte dos terrenos metassedimentares da região central brasileira resultariam da evolução de um único ciclo tecto-orogênético do fim do Proterozóico.

Esse modelo foi revisto pelo mesmo autor (Almeida,1968) quando distinguiu dois sistemas de dobramentos cronologicamente distintos: Araxáides e Brasilides relacionados com os ciclos tecto-orogênicos Uruaçuano, mais antigo, e Brasileiro mais novo.

Desde a década de 60 já foram reconhecidos neste maciço, mais de 70 intrusões básicas e ultrabásicas compondo "duas faixas de peridotitos alpinos serpentinizados, dispostas sub-paralelamente às bordas das plataformas do Guaporé e do São Francisco" (Almeida,1968). Angeiras (1968) destacou que estes corpos serpentiniticos estão dispostos em duas faixas uma a oeste e outra a leste do "Maciço Intermediário de Goiás Central". Estas intrusões representariam magmatismo ofiolítico precoce ("zona eugeossinclinal") da então chamada Série Araxá. Dentro do "serpentine belt" assim conceituado, foram reunidos pelos autores dos levantamentos geológicos daquela época (e.g. Projeto Brasília) como correlatos deste magmatismo, além de dezenas de pequenos corpos alpinos efetivamente alojados nos xistos Araxá, os grandes maciços ou complexos máfico-ultramáficos granulizados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto e os *greenstone belts* que ocorrem entre Goiás e Porangatu.

A caracterização de diversas unidades e compartimentos tectono-estratigráficos no Maciço Mediano de Goiás, como as sequências de *greenstone belts*, embasamento granito-gnáissico, complexos máfico-ultramáficos e anortosíticos, sequências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia... a partir de trabalhos mais recentes, recomenda (Marini et al.1984) o abandono do termo Complexo Basal Goiano.

O Quadro 2.1 dá uma idéia sinóptica da estratigrafia regional adaptada de Marini et.al.(1984).

Os complexos máfico-ultramáficos Canabrava, Niquelândia e Barro Alto estendem-se, com soluções de continuidade, por cerca de 350km, alinhados em NNE-SSW com inflexão para E-W na parte sul do Complexo de Barro Alto. Estão alojados em terrenos granito-gnáissicos fortemente deformados. Terrenos da cobertura metassedimentar proterozóica de baixo grau majormente alóctone ocorrem em toda sua volta. Apesar de pequenas diferenças tectono/estruturais e na percentagem de cada tipo de rocha exposta, são flagrantes as similaridades que apresentam:

- (1) um conjunto de rochas granulizadas ocorre na base e congrega: uma sequência plutônica máfico-ultramáfica, uma associação de rochas máficas finas, leptinitos, quartzitos, rochas calciossilicáticas.. e diversos *stocks*, que atingem termos intermediários a ácidos, também granulizados, e que brecham as rochas anteriores;
- (2) os contatos deste conjunto granulizado são falhados em todos os seus limites tendo, estruturalmente abaixo e, localizadamente acima ou intercalado (Complexo de Barro Alto),
- (3) um "pacote" de granito-gnaisses cataclasado/milonitizado;
- (4) estruturalmente acima, empurrado de oeste para leste, ocorre um conjunto plutônico troctolito-coronítico a gabro-anortosítico e gabro/diabásico; este conjunto gabro-anortosítico apresenta, localmente, contatos transicionais (Danni et al.1984; Winge & Danni,1994a,b), mas geralmente tectônicos, com
- (5) pacote vulcano-sedimentar cuja base, constituída por anfibolitos finos, corresponde a vulcanismo toleitico de formação de crosta oceânica (Danni & Kuyumjian,1984; Araújo,1986; Kuyumjian & Danni,1991; Moraes,1992; Moraes & Fuck,1992a). Este pacote vulcano-sedimentar talvez represente a colmatação de fossas trás-arco, como diagnosticado por Moraes & Fuck (op.cit.) para a Sequência de Juscelândia e foi, juntamente com a sequência gabro-anortosítica sotoposta,
- (6) metamorfozizado na mesma fácies anfibolito de pressão intermediária que propiciou retrometamorfismo do conjunto granulizado que ocorre estruturalmente abaixo.

O alinhamento em NNE-SSW, a proximidade e a compartimentação tectono-estrutural característica, entre outros aspectos como as assinaturas geoquímicas semelhantes para fácies correlacionáveis, não deixam dúvida de que os três complexos e as sequências vulcano-

## **QUADRO 2-1 SINOPSE ESTRATIGRÁFICA**

### **FANEROZÓICO**

ALUVIÕES E DEPÓSITOS RESIDUAIS DETRITO-LATERÍTICOS, SEDIMENTOS E DERRAMES BASÁLTICOS DA BACIA DO PARANÁ, INTRUSÕES ALCALINAS, DIQUES- SILLS DE DIABÁSIO GRANITOS (TIPO IPORÁ) PÓS-TECTÔNICOS A CRATOGÊNICOS

### **NEOPROTEROZÓICO**

**SUPERSUÍTE AMERICANO DO BRASIL** - SUITES GABRO-DIORÍTICA E TONALITO-GRANÍTICA  
**SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES** (ARENÓPOLIS, CÓRREGO DO OURO, JAUPACI, MARA ROSA, PORANGATU..) DE ARCO DE ILHA A LIMINARES  
**EMBASAMENTO GRANITO GNÁISSICO:** RAÍZES PLUTÔNICAS DESTES ARCOS DE ILHA COM RETRABALHAMENTOS SUBSEQUENTES  
**GRUPOS PARANOÁ/BAMBUÍ:** META-SEDIMENTOS PERICRATÔNICOS. ANQUIME-TAMORFISMO A FÁCIES XISTO VERDE.

### **MESO A PALEOPROTEROZÓICO**

**SIENITOS** SUB-ALCALINOS; **GRANODIORITOS**; **MIGMATITOS** DIVERSOS NA INFRA-ESTRUTURA E EM LINEAMENTOS TERMO-TECTÔNICOS  
**GRANITOS ESTANÍFEROS** (1,6Ga) DA PROVÍNCIA TOCANTINS;  
**GRUPOS ARAXÁ, SERRA DA MESA, ARAI, CANASTRA:** SEQUÊNCIAS META-SEDIMENTARES DE VÁRIOS AMBIENTES: CONTINENTAIS A MARINHAS RASAS, MADURAS, COM VULCANISMO E SUBVULCANISMO BASAL RESTRITO TRANSICIONANDO LATERAL E VERTICALMENTE PARA FÁCIES MAIS PROFUNDAS CÁLCIO-PELÍTICAS E VULCANOQUÍMICAS LOCALIZADAS. CORPOS ALÓCTONES ALPINOS DIAPÍRICOS E EM FATIAS DE FALHAS COM BLASTO-MILONITOS DO EMBASAMENTO GRANITO-GNÁISSICO E GRANULÍTICO; METAMORFISMO BARROVIANO, FÁCIES XISTO VERDE, MAIS COMUM, ATÉ ANFIBOLITO.  
**GRANITOS SIN-RIFT**(1,78Ga) ASSOCIADO COM VULCANISMO DO GRUPO ARAÍ (PROVÍNCIA PARANÁ)  
**SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES:** INSTALADAS EM BACIAS BACK ARC E COM MAGMATISMO BIMODAL: PALMEIRÓPOLIS, INDAIANÓPOLIS (COITEZEIRO), JUSCELÂNDIA : METAMORFISMO BARROVIANO DE MÉDIO GRAU  
**SEQUÊNCIAS CORONITO-GABRO-ANORTOSÍTICA ANFIBOLITIZADAS:** SEQUÊNCIAS SERRA DA MALACACHETA, SERRA DOS BORGES; METAMORFISMO BARROVIANO DE MÉDIO A ALTO GRAU  
**COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS** DE TREND GABRO-NORÍTICO INSTALADOS NA BASE DA CROSTA SIÁLICA ADELGAÇADA; METAMORFISMO DE ALTO GRAU.  
**GRANITOS** (PAU DE MEL..), **DIORITOS** (POSSELÂNDIA.. ) **TRANSAMAZÔNICOS** (~2,1 Ga)  
**SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS TRANSAMAZÔNICAS:** 1) TIPO VULCANO-SEDIMENTAR MOSSÂMEDES COM RAÍZES GRANITO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICAS EM ARCO DE ILHA; **SÃO DOMINGOS** (MESO PROTEROZÓICA?); 2-METASSEDIMENTAR TIPO WITWATERSRAND; **SERRA DE CANTAGALO**; 3) TIPO LACUSTRINA A MAR RASO EM BACIAS CONTINENTAIS: FORMAÇÃO TICUNZAL.

### **ARQUEANO**

**GRANITOS TIPO RUBIATABA**  
**GRANITOS DE TREND POTÁSSICO** ASSOCIADOS COM OS **GREENSTONE BELTS**  
**SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES TIPO GREENSTONE BELTS**  
**EMBASAMENTO TONALITO-TRONDHJEMÍTICO** COM DIQUES/SILLS E NECKS KOMATIÍTICOS.



sedimentares associadas são correlatos e geneticamente ligados, conforme já proposto por vários autores (e.g. Araújo & Alves,1979; Ribeiro & Teixeira,1981; Fuck et al,1981..).

A disposição de complexos máfico-ultramáficos granulizados junto a proeminentes lineamentos tectono-estruturais tem levado à interpretação de que os complexos básicos-ultrabásicos granulizados representassem massas ofiolíticas obductadas. Diversos trabalhos tem defendido esta origem (White et.al.1971; Thayer,1972; Danni & Leonardos,1978; Berbert,1980; Fuck et.al.,1981; Danni et al.1984..) e tem sido postulada, inclusive, como ligada com a Orogênese Brasileira que afetou o Grupo Bambuí na região de Caldas Novas (Drake,1980).

Marini et.al.(1981) propuseram um modelo evolutivo no qual os complexos máfico-ultramáficos, originados no Arqueano, em crosta simática, oceânica, após granulizados, seriam levados por obducção, ao longo dos ciclos orogenéticos sucedentes do Proterozóico, para níveis crustais rasos, emparelhando com os metassedimentos do Araxá e do Bambuí.

Segundo Danni & Leonardos (1978), em um modelo retomado por Fuck et.al.(1981) e Danni et al.(1984), os terrenos granulíticos, mormente os dos complexos máfico-ultramáficos Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, corresponderiam, em grande parte, à evolução de proto-ofiolitos arqueanos granulizados e, posteriormente, exumados com os eventos orogenéticos do Proterozóico durante os quais dar-se-ia o acoplamento tectônico com estruturas crustais análogas, mas mais jovens, representadas por sequências meta-gabro-anortosíticas (tipo Sequência Serra dos Borges) capeadas por sequências vulcano-sedimentares (tipo Sequência de Indaianópolis) todas metamorfizadas em fácies anfibolito barroviano que afetou (retrometamorfismo parcial a total em faixas de cisalhamento mais ativo) os complexos granulíticos sotopostos.

Haralyi & Hasui (1981,1985), com base principalmente em dados gravimétricos caracterizaram blocos crustais, cuja organização básica remontaria a tempos arqueanos, quando os terrenos granulíticos da crosta inferior teriam sido elevados por obducção, criando-se uma geometria próxima da atual. A tectônica proterozóica seria, para esses autores, relacionada essencialmente a processos ensiálicos, notadamente falhamentos transcorrentes e verticais.

Para Hasui & Mito(1988) os complexos teriam emergido durante evento arqueano em uma estrutura "pop up" decorrente de evento colisional.

Girardi et al.(1986), com base em litogeoquímica, propõem a evolução do Complexo de Niquelândia como decorrente de uma intrusão em crosta sializada, gerando um complexo estratiforme, no qual não existiriam duas unidades geológicas plutônicas como visualizadas por Danni & Leonardos (1978).

Ferreira Filho et al. (1992a,1993,1994a) e Ferreira Filho & Naldrett (1993) assumem o mesmo modelo geotectônico de Girardi et al. (op.cit) e modificam, substancialmente, o quadro e a evolução geológica como vinham sendo concebidos (eg.Marini et.al 1984a,b) para a região, vistos os dados geocronológicos que obtiveram: o Complexo Niquelândia teria evoluído de uma enorme intrusão durante *rifteamento* continental, originando um maciço estratiforme semelhante ao de Bushveld da África do Sul, há cerca de 1580 Ma.; este maciço teria sofrido deformações e metamorfismo granulítico a anfibolítico há cerca de 780 Ma., portanto durante a tectogênese brasileira. Esta modelagem difere da de Girardi et al.(1986) pelo reconhecimento de deformações penetrativas e metamorfismo superimposto ligados a evento brasileiro, enquanto que para Girardi et.al. os reequilíbrios minerais relacionar-se-iam com a evolução tardi-magmática dos complexos, com deformações localizadas em falhamentos.

Correia (1994), estudando o Complexo Cana Brava, confirma a idade transamazônica do magmatismo obtida por Fugì (1989) e data por Rb-Sr o metamorfismo que afetou o complexo como de idade uruaçuana relacionada a provável colisão continental mesoproterozóica em um modelo análogo ao proposto por Fuck et al. (1988,1989)

Suita et al. (1994) obtêm para o Complexo Barro Alto idades U-Pb semelhantes às de Ferreira Filho et al. (op.cit) e propõem modelo de evolução semelhante ao desses autores.

Brod et al. (1992) analisam a lito-geoquímica dessas sequências vulcano-sedimentares e demonstram que os teores de elementos incompatíveis de rochas análogas, anfibolíticas, variam sistematicamente de norte (Complexo Cana Brava), onde ocorrem os termos magmaticamente mais evoluídos, para sul (Complexo Barro Alto). A interpretação dada é de que correspondem a exposição de níveis crustais diversos, ou alternativamente, de graus variáveis de fusão parcial.

O Complexo Anápolis-Itaçu estende-se por ampla área, sem apresentar a individualização de compartimentos lito-tectônicos tão bem definida quanto a dos complexos máfico-ultramáficos granulitizados ao norte. Corresponde a uma crosta continentalizada polifasicamente retrabalhada e com acreções plutônicas pré e pós-granulitização. A ocorrência de fácies ácidas a intermediárias mais frequente do que nos complexos granulíticos ao norte favoreceu, aqui, a mobilização anatética sin e pós-granulitização que, adicionalmente, concentrou a fase aquosa, aumentando a  $\text{PH}_2\text{O}$  localizadamente. Em consequência, são comuns os gnaisses granitóides, anatexitos e migmatitos com lentes e *boudins* centi-decimétricos a métricos de restitos granulíticos máficos e ultramáficos, geralmente retrometamorfizados com hidratação e metassomatismo variável (anfibolitos, actinolitos, serpentina-talco xistos, biotititos..) em estruturas brechóides agmatíticas, bandadas ou *schlieren*.. Apesar destas características gerais distintas das dos complexos ao norte, nele distinguem-se vários corpos máfico-ultramáficos acamadados e granulitizados, frequentemente rompidos por falhamentos predominantemente de baixo ângulo, como as intrusões de Heitorai, Itaguaru, Serra do Brandão, Água Clara-Faz. Conceição, Goianira, etc.. Como regra, à semelhança do que acontece no Complexo de Barro Alto, estas intrusões são "capeadas" por leptinitos, geralmente aplitóides que podem variar para fácies kinzigíticas per-aluminosas, associadas com ou entremeadas por granulitos máficos a ultramáficos, hoje maioritariamente "boudinados" e retrometamorfizados entre as fácies mais ácidas.

Além desses terrenos granulíticos, objeto de maiores considerações adiante, são reconhecidas as seguintes ocorrências de granulitos no Brasil Central:

**Granulitos da região de Edéia** - Araujo et.al.(1980), no relatório do Projeto Pontalina, citam a ocorrência de gnaisses granulíticos, gabro-dioríticos a SW de Trindade e como resistatos de migmatitos brasileiros no Maciço de Edéia já fora do Complexo Anápolis-Itaçu e do mapa regional elaborado.

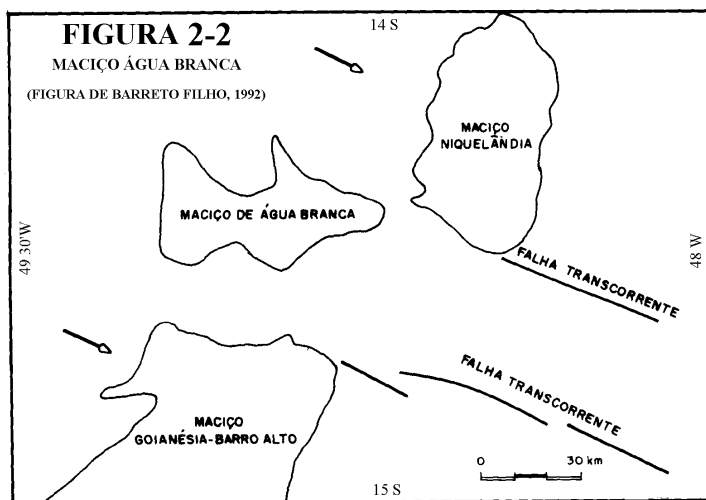
**Granulitos a NW de Porangatu** - Acompanhando o *trend* regional de N30E do Lineamento Trans-brasileiro (Schobbenhaus et al.1975), ocorre, a noroeste da Cidade de Porangatu, uma faixa de rochas granulíticas identificada pela equipe do Projeto Porangatu da CPRM (Machado et al.1981) em área de aproximadamente 300 km<sup>2</sup> do Maciço Mediano de Goiás. Esta área que aparece, em parte, no mapa regional aqui elaborado, foi selecionada para estudo detalhado pelo Projeto Geofísico Brasil-Canadá por ter apresentado lineamentos de forte contraste magnético em N20E e anomalias de Cr e Ni.

Machado et al.(op.cit.) dividiram o conjunto granulítico em 3 sub-zonas de sudeste para noroeste, delimitadas por falhas NE mas na descrição das mesmas não são caracterizadas paragéneses típicas da fácies granulito.

**Granulitos da região de Porto Nacional** - Cerca de 300 km a norte de Porangatu, a sudeste de Porto Nacional, também dispostos junto e a NW do lineamento Transbrasiliano (ver mapas do Projeto Geofísico Brasil-Canadá publicados pelo DNPM) foi identificada uma "faixa de rochas granulíticas .... São rochas mesocráticas a melanocráticas que evidenciam frequentemente porfiroblastos avermelhados de granada. Na Cachoeira Comprida, a montante de Porto Nacional, foram referidos anortositos e gabros" (Schobbenhaus et al,1975). Segundo o Projeto LETOS (Barbosa et. al., 1973) "os granulitos ocorrem principalmente em Goiás, do lado oeste da Sa. da Natividade... dentro da fácies granulito foram encontradas as variedades

granulitos, piroxênio granulitos, hornblenda granulitos.." fazendo parte de um complexo metamórfico onde são comuns gnaisses milonitizados orientados segundo o "trend" NE, transbrasiliiano.

**Granulito do Rio Maranhão** - Na estrada Uruaçu-Niquelândia, às margens do Rio Maranhão, ocorre um cordierita-sillimanita gnaisse kinzigítico (Fotomicrografia 1) bandado a maciço, podendo apresentar até 30% de granada almandínica em bandas de cor rósea alternadas com bandas verdes ricas em sillimanita e cordierita. Corresponde talvez a metapelitos associados ao suposto Complexo Água Branca, entre os complexos Niquelândia e Barro Alto (Figura 2-2), sugerido por Barreto Filho (1992).



### 2.1.2.Aspectos da geologia regional

Vários autores (eg.Hasui & Mioto,1988) tem destacado a disposição dos terrenos granulíticos do Brasil Central em duas faixas preferenciais, uma mais a oeste (Porangatu, Porto Nacional) e outra mais a leste (complexos máfico-ultramáficos) do Maciço Mediano de Goiás, coincidentes com cinturões de cisalhamento.

Almeida (1981) propôs a existência de um compartimento cratônico (*Craton* do Paramirim) estabilizado ao fim do evento Jequié, há cerca de 2,7 bilhões de anos. Este *craton* seria circundado por *mobile belts* com terrenos granulíticos retrabalhados em ciclos recorrentes até o Proterozóico. Seriam eles: o cinturão Costeiro a leste; Alfenas a W e SW e Ceres ou Goiás a W e NW (Figura 1-4). Esta concepção lembra o modelo de evolução dos cinturões granulíticos como de faixas periféricas a conjuntos de blocos cratônicos arqueanos tectonicamente amalgamados, à semelhança do modelo de Glikson (1971). Com a exumação e consolidação destas faixas móveis e seu posterior envolvimento em ciclos geotectônicos proterozóicos, esse *craton* seria retrabalhado principalmente em suas bordas, dando origem, pro parte, ao *Craton* do São Francisco do Ciclo Brasileiro, que teria incorporado boa parte do Cinturão Móvel Costeiro. Este *lay out* geotectônico é contestado por Cordani (1981), visto que a manutenção de uma grande entidade cratônica retrabalhada em suas bordas por vários eventos tectono-magmáticos recorrentes segue uma linha fixista com crosta continental destruída e regerada sistematicamente o que contraria, segundo esse autor, os dados isotópicos disponíveis destas faixas.

Chouduri & Barrueto (1994), com base na litogeoquímica de corpo diferenciado no contexto dos granulitos máficos de Varginha-Guaxupé, na porção sudeste do Cinturão de Alfenas, concluíram que o magma de diferentes afluxos deve ter sido gerado junto a borda continental e em profundidades de geração e com interação com a crosta continental variáveis.

Os *greenstone belts* de Pilar/Hidrolina, Crixás, Goiás (este mais ao sul) ocorrem, no Maciço Mediano de Goiás, entre amplos terrenos TTG. A sua identificação como sequências vulcano-sedimentares mais antigas (Danni et.al. 1973), a efetiva caracterização como *greenstone belts* (Sabóia,1978) e datações diversas, principalmente dos terrenos granito-gnaissicos associados (e.g. Tassinari & Montalvão,1980; Tassinari et.al.1981; Tomazzoli,1992) permitem assegurar que o Maciço Mediano de Goiás corresponde, em grande parte, a elemento(s) geotectônico(s) arqueano ou que apresenta, entre terrenos de geração crustal bem mais jovens, restos de crosta continental arqueana (Pimentel et. al. 1990).

Processos geológicos do Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico) foram importantes no desenvolvimento do Maciço Mediano de Goiás, alguns resultando em significativa acreção crustal, tanto lateral quanto vertical, e são evidenciados pelas sequências metassedimentares, pluto-vulcano-sedimentares e plutônicas datadas ou tidas, por posicionamento estratigráfico, como daquelas épocas, a saber: Formação Ticunzal (Marini et.al.1978); sequência vulcano-sedimentar de Mossamedes (Simões,1984; Barbosa,1987), datada por Fuck & Pimentel (1990) com cerca de 2Ba.; Sequência Serra do Cantagalo (Danni et.al.1981); diorito de Posselândia datado com cerca de 2,146 Ba. por Pimentel et.al. (1990), e que ocorre junto do domo de Hidrolina, cortando terrenos e falhas arqueanos; meta-granito Pau de Mel, datado com 2.175 ±12/-9Ma (Pimentel et al., 1993) que ocorre a oeste da Sequência Indaianópolis.

As vulcânicas do Grupo Araí e os granitos estaníferos associados da Sub-Província Paranã (Marini et. al.,1985) foram datados com cerca de 1.77 Ba. (Pimentel & Fuck,1991a; Pimentel et al.1991), indicando que o evento de *rifteamento* do *craton* (Paramirim?) foi paleo a mesoproterozóico. A mesma idade é verificada nos vulcanitos basais do Grupo Espinhaço (Complexo Rio dos Remédios, Bahia) e em riolito de Conceição de Mato de Dentro, MG com idade U-Pb em zircão de 1,77 Ba. (Neves et. al. 1979). Os grupos Araí e Espinhaço, além de crono-correlatos, apresentam características magmáticas e sedimentológicas análogas, notadamente pela ocorrência de granitos estaníferos associados com vulcanismo riodacítico de fase de *rift* e pela ocorrência de camadas espessas de psamitos maduros, hoje quartzitos, variavelmente associados com meta-pséfitos e meta-pelitos, gradando para o topo e lateralmente para meta-margas (calcixistos) com lentes de calcário (mármore).

A norte da Mega-inflexão dos Pireneus o Grupo Araxá, apresenta, localmente, registros de vulcanismo e subvulcanismo como, por exemplo, na região dos Guimarães, a N de Pirenópolis, onde, em anticlinal desventrada pelo Rio do Peixe, nos contatos com rochas granitóides milonitizadas de embasamento(?), ocorrem gnaisses lamboanito (quartzo-sienítico) milonitizado e metagabro (xistos verdes), além de rochas metavulcânicas ácidas (quartzo xistos feldspáticos e gnaisses finos) a básicas junto com eventuais meta-tufos (níveis de xistos verdes e de cloritóide-clorita xistos) entremeadas no pacote de quartzo-xistos. Níveis esporádicos de gonditos em associação com grafita-xistos são encontrados mais acima na coluna. Há forte possibilidade de esta fácies vulcano-sedimentar da base do Araxá desta região a sul/sudeste do Complexo Barro Alto ser crono-correlata da base do Araí, vistos os seguintes pontos:

- 1) posicionamento estratigráfico análogo e uma quase continuidade dos lineamentos lito-estruturais (níveis de quartzitos e de quartzo-xistos) fotointerpretados (ver mapa regional);
- 2) a tipologia sedimentar análoga com um importante pacote psamito-pelítico de sedimentação madura, apresentando nos níveis basais, psamito-pséfíticos, registros de vulcanismo localizado de tendência bimodal;
- 3) a variação vertical e lateral para meta-margas (calcixistos);
- 4) a ocorrência de sub-vulcânicas básicas até quartzo-sieníticas com fácies de meta-granito ocasionalmente greisenizado e estanífero como o que ocorre na Serra do Quebra-Rabicho, afetando corpo alpino (biotitização/albitização com esmeralda) alojado na base dos quartzo-

xistos Araxá. Urge, assim, datar este vulcanismo e plutonismo da base do Grupo Araxá para confirmar ou não esta correlação sugerida.

A grande extensão destas unidades correlatas (Grupos Espinhaço, Araí, Serra da Mesa, Araxá, e Canastra), margeando o Craton do São Francisco e adentrando-se a êle como aulacógenos (grupos Espinhaço e, em parte, Chapada Diamantina na Bahia e sul do Piauí), indica a importância desta fase (1,77 Ba.) de tectônica extensional que rompeu (*rifts*) área cratônica de supercontinente (?) pós-transamazônico.

Idades de cerca de 1,6 Ba. foram obtidas com U-Pb em zircões de granitos da sub-província granítica Tocantins (Granito Serra da Mesa com cerca de 1.6 Ba.; Pimentel et al. op.cit.; Rossi et al. 1992). Estes granitos mostram analogias metalogenéticas com os granitos da província do Paranã e estão encaixados em xistos e quartzitos do Grupo Serra da Mesa (Marini et al., 1977) que tem sido correlacionado com o Grupo Araí e Grupo Araxá (Schobbenhaus et. al., 1975). O desenvolvimento de porfiroblastos tardi a pós tectônicos de granada, estauroлита (centimétricos) e biotita de pleocroísmo avermelhado a marrom (Fotomicrografia 2) nestes xistos, em faixa junto ao contato com o granito, indica a natureza intrusiva ou diapírica com aquecimento das encaixantes. Apresentam analogias metalogenéticas e de posicionamento tectono-estratigráfico, também, com os meta-granitos de Arturlândia, Raizama (Serra do Quebra Rabicho), Santa Cruz, Ipameri.. que ocorrem para o sul, margeando sutura crustal balisada pelos complexos granulitizados e por corpos alpinos com retrabalhamentos nos diastrofismos proterozóicos. Esses granitos estão em ambiente geotectônico mais interno e mais tectonizado da orogênese brasileira e as idades obtidas são cerca de 170 Ma. mais jovens do que os granitos e vulcânicas associadas da Província do Paranã. Há, entretanto, controvérsias se eles seriam anorogênicos (=fase *rift*?) ou tardi-orogênicos do Ciclo Uruaçuano. A disposição tectono-estrutural dos granitos Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra Branca no alinhamento direcional entre os complexos granulitizados Niquelândia e Cana Brava mostra a importância que eles têm para o estudo da evolução dos granulitos. Botelho & Pimentel (1993) determinaram dois eventos graníticos, g1 e g2, no maciço da Pedra Branca da Sub-Província Estanífera do Paranã: o primeiro com a mesma idade paleoproterozóica (cerca de 1,78 Ba.) já determinada por Pimentel et al.(op.cit) para a fase *rift* do Araí e o segundo, mineralizante e correspondendo a granito aluminoso, com idade mesoproterozóica igual à do granito Serra da Mesa ( $\pm 1,58$  Ba.). A  $RI^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,710$  de ambas as fases indica provável refusão de antiga crosta na geração destes granitos.

A carência de dados geocronológicos referentes a metamorfismo Mesoproterozóico junto com estudos recentes de sistematização dos dados do Espinhaço e da Faixa Uruaçuana tem levado a formulação de novos modelos tectogenéticos que questionam (e.g. Kiang et al.,1988; Fuck et.al. 1993) a existência do ciclo orogenético Uruaçuano/Espinhaço. Assim, com as devidas ressalvas, volta-se ao modelo original de Almeida (1967) de um único ciclo tecto-orogenético (=Brasiliano) do Neoproterozóico e que teria envolvido as rochas sedimentares e vulcânicas de várias idades (Grupos Serra da Mesa, Araxá, Canastra, Paranoá, Bambuí.. ).

Essa tese foi defendida por Dardenne (1978) quando considerou todos os grupos (Araxá,Araí, Canastra, Paranoá, Bambuí) como distribuídos em cinco zonas isópicas e evoluídos em um único ciclo geossinclinal (Brasiliano) do Neoproterozóico.

Entretanto, alguns trabalhos de geocronologia como o de Neves et.al. (1979) e de Machado et al. (1989) para o Cinturão do Espinhaço, de Fuck et al.(1989) para a região do Complexo Barro Alto e de Correia (1994) para o Complexo Cana Brava apontam para eventos uruaçuanos de reequilíbrio isotópico. Fuck et al.(op.cit.), baseados em dados de isótopos Rb-Sr de amostras de granulitos ácidos da Serra da Gameleira e de gnaisses da Sequência Juscelândia propuseram que a granulitização teria ocorrido durante colisão continental há cerca de 1.3Ba., mas as altas razões iniciais de  $^{86}Sr/^{87}Sr$  indicam envolvimento

isotópico crustal dos protólitos. Esta idade (entre 1.4 e 1.2 Ba.) corresponde aproximadamente à que tem sido advogada para a orogênese espinhaço/uruaçuana.

Na região de São Domingos de Goiás, em pleno domínio cratônico (*Craton* do São Francisco), cerca de 50 quilômetros a leste da região com os riolitos datados do Grupo Araí, ocorre (Teixeira et.al.1983; Faria et al.1986) a Sequência Vulcano-sedimentar São Domingos metamorizada em fácies xisto verde baixo, constando de pelitos, grauvas, vulcânicas ácidas (entre elas **riolitos e riodacitos**), hipabissais básicas e cortada por meta-ultramáficas e por tonalitos e granitos estaníferos (estes produzem auréolas metamórficas) em um conjunto dobrado e estruturado em *graben* WNW-ESE que jaz em discordância inconforme sob os sedimentos do Grupo Bambuí (900Ma?). Se esta sequência meta-vulcanossedimentar for correlata do Grupo Araí, fica evidenciada a ocorrência de tectogênese Araí, mesmo que restrita, há mais de 900 Ma.

O Grupo Espinhaço na Bahia é cortado por, pelo menos, dois sistemas de diques/sills máficos (Winge, 1970,1972). Um apresenta diabásios frescos, muito provavelmente mesozóicos, e o outro, mais desenvolvido, com ocasionais pequenos *stocks*, apresenta, comumente, metamorfismo estático parcial (uralita/saussurita diabásios e gabros) com deformações marginais para xistos verdes. Estes diques representam provável magmatismo da fase tafrogênica (extensional) da bacia do Super-grupo São Francisco (Bambuí) pois diques análogos foram datados por U-Pb, usando zircão e baddeleita (Machado et al.,1989), com  $906 \pm 2$  Ma. na região de Pedro Lessa. Eles cortam os quartzitos e xistos do Espinhaço (Serra da Vereda) e da Chapada Diamantina; raramente estão transformados, de forma completa, para xistos verdes. Isto indica a provável existência de uma fase de deformações e metamorfismo *Espinhaço* (e Uruaçu) anterior ao Ciclo Brasileiro durante a qual, sem dúvida, as mesmas regiões foram novamente afetadas, mas com tectônica compressional, principalmente N-S, gerando-se flambagem, domos e bacias estruturais nos metassedimentos Espinhaço e dobras com eixos ~ EW nos calcários e ardósias Bambuí, tanto a leste (Bacia de Irecê) quanto a oeste na área cratônica, região de Caratinga, junto da Serra do Boqueirão que é formada por quartzitos e xistos/filitos do Grupo Espinhaço dobrados em NNW-SSE.

O meta-riolito de Maratá (efusivo?) que fica próximo de Santa Cruz de Goiás foi datado (U-Pb em zircão) por Pimentel et.al. (1992) com  $794 \pm 10$  Ma. interpretada como a idade de derrames. Assim, os xistos e quartzitos dessa região associados com esta meta-ígneia, e sempre tidos como *Grupo Araxá* do Mesoproterozóico, corresponderiam a fácies internas das sequências carbonatadas plataformais do Grupo Bambuí metamorizados em eventos brasileiros. Essa datação junto com a identificação de novos terrenos de acreção tem levado a proposta de uma área oceânica (e.g. Fuck,1994) na região SW da Faixa Brasília.

No Maciço Mediano de Goiás, em suas bordas sudoeste, mais especificamente região de Jaupaci, Israelândia, Arenópolis..(Pimentel & Fuck,1987; Amaro,1989..), ramo oeste da junção tríplice dos lineamentos proterozóicos das faixas Paraguai-Araguaia e Brasília, foram identificados sequências vulcano-sedimentares, ortognaisses e migmatitos que representam (Pimentel & Fuck ,1991b; Pimentel & Fuck.1992), terrenos de acreção crustal de arcos de ilha e suas raízes plutônicas/subvulcânicas gerados no Ciclo Brasileiro. Ao norte do Maciço Mediano de Goiás, região de Porangatu, no ramo norte da mesma junção tríplice, também foram determinados terrenos brasileiros (Tassinari et al. 1981) e com um quadro geológico similar daquele ao sul composto de supracrustais e raízes de arcos de ilha (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 1993) acrescidos a crosta continental cerca de 856 Ma e metamorfizados há cerca de 630 Ma atrás.

Dado este balanço geral verifica-se que o Maciço Mediano de Goiás, pensado como grande maciço intermediário arqueano, face à grande extensão de terrenos gnáissico-graníticos-migmatíticos, comporta terrenos de várias idades, incluindo grandes frações de terrenos granito-gnáissicos de acreções brasileiras. Em consequência torna-se imperiosa a

necessidade de rever não só a sua extensão mas, também, o real significado geotectônico do Maciço Mediano de Goiás.

Vistas as *colagens* de antigos arcos de ilha, deve-se admitir que tenha correspondido, nos seus terrenos mais antigos, a microcontinente(s) durante a tectonização do Neoproterozóico, talvez com bacias oceânicas restritas(?) em um modelo multi-arcos conforme proposta de Pimentel & Fuck (1987). Esta(s) "Ilha" foi envolvida, posteriormente, entre cinturões orogênicos, as atuais faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia a oeste e Brasília, a leste.

O ápice do retrabalhamento crustal deste Maciço deu-se com a Orogênese Brasileira, durante colisão continental entre o Cráton do São Francisco a leste e o Cráton Amazônico ou do Guaporé a oeste, o que é bem atestado pelas frequentes idades radiométricas do Neoproterozóico determinadas (e.g. Girardi et al., 1978; Tassinari et al. 1981) principalmente em faixas blasto-miloníticas posicionadas em falhamentos transcorrentes a inversos na borda oriental, com vergência regional para leste, mas são verificadas, em compartimentos tectono-estruturais, variações significativas deste eixo de esforço.

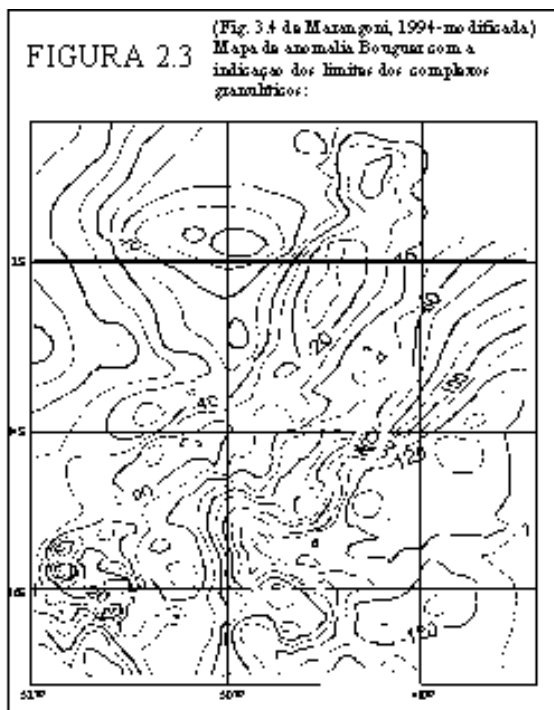
Entre os cinturões Ceres e Alfenas ocorre um notável lineamento transcorrente ao sul de Ceres com um sistema de falhas como a de Pirenópolis-Pirapora em WNW-ESE que teria desenvolvimento levógiro original com rejeito total de mais 200 km no Cráton do Paramirim (Haraliy & Hasui, 1981). Este elemento tectônico reflete-se na superestrutura metassedimentar proterozóica como uma inflexão EW (Virgação dos Pirineus de Costa et al. 1970, Acidente Tectônico de Pirenópolis de Almeida et al. 1976; Mega-inflexão dos Pirineus de Araujo Filho, 1980, 1981).

Sub-paralelos a este lineamento são observados outros não tão conspícuos e que também se refletem na cobertura metassedimentar com mudanças direcionais abruptas, formando mosaicos de blocos crustais, transversais aos lineamentos regionais e que parecem separar sub-províncias tectono-magmáticas. Reflexos desta estrutura transversal a ortogonal adentram-se em direção ao Cráton do São Francisco. A região de Brasília, por exemplo, mostra predominância de estruturas EW e que correspondem, na realidade, a uma extensão, na superestrutura metassedimentar, da mega-inflexão dos Pirineus. A não continuidade dos complexos Canabrava, Niquelândia, Barro Alto e Anápolis-Itaçu está ligada a estes lineamentos já identificados anteriormente (Sistema Goiano Transversal - Marini et al. 1984). Conforme já aventado por esses autores, lembram muito a segmentação transversal andina que, segundo Frutos (1980) está relacionada com a subducção de elementos crustais oceânicos, térmica e estruturalmente diferenciados, e com limites que coincidem, muitas vezes, com falhas transformantes subductadas, originando blocos crustais transferentes com mergulhos de plano de Benioff variados e com tectogênese e magmatogênese diferenciadas.

A interpretação de dados geofísicos do Projeto Geofísico Brasil-Canadá indica que estes complexos, hoje isolados, correspondiam a um cinturão contínuo, existindo "outros complexos" sob a cobertura proterozóica entre os três como é o caso do provável complexo Água Branca proposto por Barreto Filho (1992) entre os atuais complexos de Niquelândia e Barro Alto (ver Figura 2-2). Realmente, junto à rodovia Uruaçu-Niquelândia, nas margens do Rio Maranhão ocorre, em uma janela tectônica, um granulito aluminoso completamente deslocado para W com relação ao *trend* regional dos lineamentos dos Complexos Niquelândia/Barro Alto..

Os *trends* direcionais dos cinturões Ceres (NE-SW) e Alfenas (NW-SE) são perfeitamente balizados por contrastes gravimétricos significativos (Haraliy & Hasui, 1981; Assumpção et al. 1981; Marangoni, 1994) verificados nos limites orientais dos terrenos granulitizados e indica, junto ao Complexo de Barro Alto, (Assumpção et al., op.cit.) cavalgamento do bloco Porangatu, a oeste, sobre o de Brasília, a leste, com forte espessamento crustal neste último.

Marangoni (1994) realizou levantamento gravimétrico da região central do Brasil, abrangendo desde o cinturão dobrado do Espinhaço até o cinturão Araguaia. No mapa de anomalia Bouguer (Figura 2-3) são identificados dois blocos com feições gravimétricas distintas separados por faixas com forte gradiente (-60 a -110 mgal) que coincide com a localização dos complexos granulizados. No bloco a leste tem-se a faixa Uruaçu/Brasília com baixo gravimétrico interpretado como falta de massa e na região do “Maciço Central de Goiás”, bloco a oeste, é indicado alto gravimétrico com anomalias de > de -60mgal, interpretado como excesso de massa. O padrão gravimétrico do forte gradiente de anomalia



corresponde ao de suturas litosféricas onde teria havido encurtamentos crustais da ordem de 125 km ao N e 150 km ao S para ângulos de mergulho entre 20 e 10° derivado de cavalgamento para E antes de se formar a Faixa Brasília (Marangoni, op.cit.).

Estes dados e interpretações geofísicos, junto com a ocorrência comum de corpos alpinos talco-serpentiníticos junto desses limites gravimétricos nos metassedimentos dos Grupos Araxá e Canastra, indica existirem aí suturas crustais importantes retomadas (zonas de *mélanges* tectônicas) na Orogênese Brasileira como assinalado, e.g. por Danni & Teixeira (1981), Strieder (1989), Winge (1990), Nilson & Misra (1993)...

A Sequência vulcano-sedimentar Mossâmedes corresponde à evolução de sistema arco de ilha (Simões,1984; Barbosa,1987) que deve ter sido acrescido no transamazônico, segundo as datações de Fuck & Pimentel (1990), aos terrenos granito-

*greenstone* Anicuns-Itaberaí/Goiás nas *margens* a W / SW (hoje) desta massa siálica arqueana. Gnaisses, xistos, anfíbolitos, calciossilicatadas, *bif's* .. que ocorrem entre Anicuns e Mangabal talvez correspondam a partes mais internas e mais metamórficas deste conjunto de arco de ilha que dispor-se-ia, assim, em forma de um semi círculo limitado por falhas e/ou margeando e cavalgando a faixa meta-psamito-pelítica da Serra Dourada (Grupo Araxá) com vergência para o norte. A ocorrência de sistema deposicional tipo Witwatersrand de suposta idade transamazônica, retomando a *calha do greenstone* Goiás (Sequência Serra de Cantagalo de Danni et al.,1981), poderia representar sedimentação proximal no “continente” arqueano e em suas margens crono-correlata do “sistema de arcos de ilha Mossâmedes”. Durante o Ciclo Brasileiro esta área foi retomada, sofrendo importante acreção plutônica (eg.Granito Choupana; meta-granodiorito Sanclerlândia) datada por Fuck & Pimentel (1990b), acompanhando e sucedendo importante evento deformacional e metamórfico (granitos gnaissificados) responsável pelas conspícuas transcorrências levóginas N-S (Lineamentos Fazenda Nova, NovoBrasil, São Luis de Montes Belos), com escamas e rampas com vergência para o norte. Nos blocos ocidentais destes falhamentos transcorrentes N-S são encontrados pequenos corpos alpinos com cromita podiforme (J.C.M.Danni inf.verbal e Amaro,1989) indicativos, provavelmente, de suturas crustais relacionadas com a Orogênese Brasileira quando deu-se a *colagem* dos sistemas de arcos de ilha neoproterozóicos (sequências vulcano-sedimentares Jaupaci, Arenópolis, Córrego do Ouro..). Estas *faixas* de corpos alpinos estendem-se para o sudeste, grosso modo acompanhando os limites do Grupo



Araxá e indicando a continuação de suturas crustais importantes muito provavelmente relacionadas com fechamento de área oceânica do Ciclo Brasileiro.

Ao N dessa região, entre Goiás e Itapuranga, ocorrem gnaisses arqueanos cortados por sistemas de diques máficos e ultramáficos, desde completamente transformados (actinolitos, biotitos, anfibolitos) até bem preservados com texturas diabásicas a porfiríticas (e.g. ponto 2MW194). Alguns desses diques cortam os quartzitos e xistos da Serra Dourada. Esta retomada sucessiva de tectônica rúptil e a ocorrência de prováveis depósitos tipo Witwatersrand (Sequência Serra de Santa Rita na *calha do greenstone belt*) próximos pode ser indício de crosta continentalizada espessa desde tempos arqueanos/proterozóicos o que favorece a possibilidade de conter ou ter contido kimberlitos diamantíferos que, erodidos, teriam fornecido os diamantes para os conglomerados diamantíferos mesoproterozóicos da Serra Dourada a sul/sudeste conforme já sugerido por Coelho et al.(1985). A ocorrência de diques máficos e sedimentação *madura Araxá/Espinhaço*, contendo conglomerados diamantíferos, lembra a geologia da região da Chapada Diamantina (Serra de Santo Inácio e Morro do Chapéu), sugerindo que as duas regiões tenham tido evolução geotectônica análoga durante o Proterozóico (crosta sílica espessa, tectônica extensional, etc).

A parte mais ocidental do Maciço Mediano de Goiás sofreu, junto com os demais compartimentos geotectônicos, falhamentos pré-cambrianos jovens que atravessam o país em NE-SW (Lineamento Trans-Brasiliano de Schobbenhaus et al., 1975). O exame de mapa compilado do Continente Gondwana (University of Witwatersrand,1988), mostra que este lineamento é trans-gondwândico, continuando na África com o lineamento Alibory-Bifur como já mostrado por Torquato & Cordani(1981), o que lhe confere uma extensão total de mais de 5.000 km. As falhas deste lineamento foram reativadas no Fanerozóico e condicionaram, em parte, o desenvolvimento de bacias molássicas subsequentes ao Ciclo Brasileiro e zonas marginais das bacias sedimentares fanerozóicas do Paraná e do Parnaíba. A reativação em tectônica de blocos permitiu a preservação de diversas unidades sedimentares, molássicas principalmente, em grabens ao longo deste lineamento. O graben de Água Bonita, siluro-devoniano (Barbosa,1981; Schobbenhaus et.al.,1975), que ocorre no Maciço Mediano de Goiás é um exemplo destes registros sedimentares ligados a tectônica de blocos, reativando o lineamento que trunca e afeta estruturas dobradas brasileiras-panafricanas, molda a borda de grandes bacias sedimentares intracratônicas e sofreu uma reativação de ruptura crustal no Fanerozóico, de grau continental.

A área centro-brasileira caracteriza-se, desde a consolidação cratônica, após o Ciclo Brasileiro, como região epirogeneticamente positiva e funcionando como antéclise com fornecimento de sedimentos para as bacias sedimentares do Parnaíba e do Urucuia a N e E, Paraná a S e SW e, de preenchimento mais recente, para a "fossa" da Ilha do Bananal a W. Nesta evolução, interregnos de maior estabilidade cratônica propiciaram o desenvolvimento de superfícies aplainadas e lateritizadas, das quais destaca-se a superfície Sul-Americana pós -Gondwândica (King,1956) do K-T.

Rupturas e reativações de falhas durante a revolução "wealdeniana" estão registradas em vários pontos, às vezes com preenchimento por diabásio (eg. no local Macacão dos Correias a E de Anicuns) e a sismicidade de baixo grau ainda verificada na região (Hasui & Mito,1988) indica que o Lineamento Transbrasiliano permanece ativo.

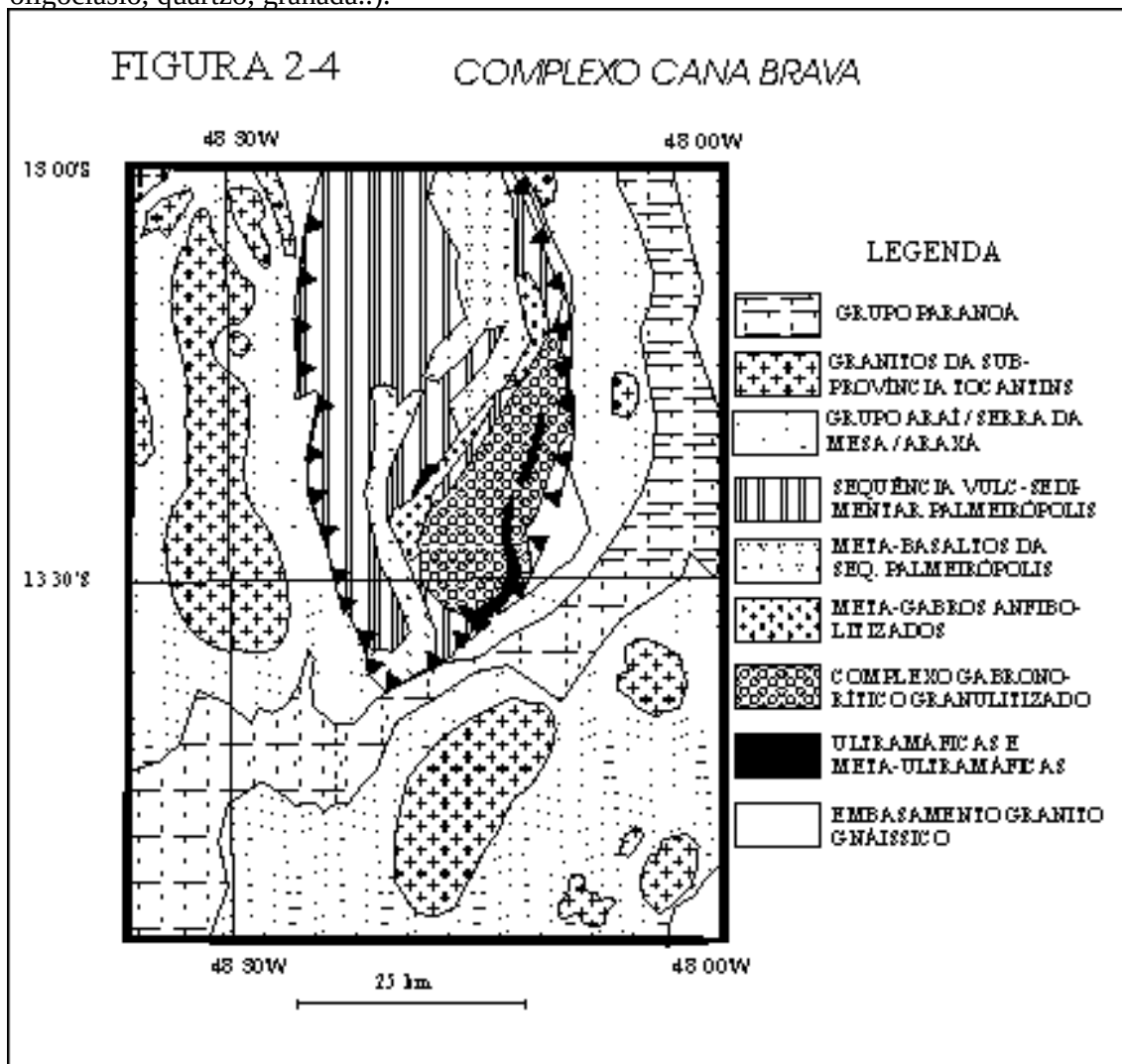
## 2.2. COMPLEXO CANA BRAVA

As unidades máfico-ultramáficas granulitizadas do Complexo Cana Brava (ver mapa geológico regional e Figura 2-4) estendem-se em N-S por cerca de 40 x 12 km em forma de gota que se estreita para o norte.

De forma análoga à verificada no Complexo Niquelândia, as unidades metaultramáficas ocorrem nas porções orientais e mergulham para W sob unidades gabro-

noríticas que sustentam a Serra de Cana Brava. Metaperidotitos serpentinizados concentram-se a SE onde se tem a importante jazida de asbesto crisotila de Minaçu. Camadas de piroxenitos, intercaladas em meta-gabro-noritos, estendem-se paralelamente aos contatos *basais* tectonizados do Complexo.

Este conjunto com mergulhos médios de 50° para W ocorre empurrado sobre cinturão de cisalhamento que tem cerca de 5 a 10 km de largura onde predominam rochas quartzofeldspáticas (protolitos gnáissico-granitóides), hoje transformadas em filonitos, milonitos e cataclasitos, com xistos *Araí-Araxá* do Paleo a Mesoproterozóico, com metabasitos e com gnaisses blasto-miloníticos envolvidos nessa faixa milonítica. Os gnaisses blasto-miloníticos apresentam paragêneses de fácies epidoto-anfibolito (epidoto, biotita, muscovita, Kf, oligoclásio, quartzo, granada..).

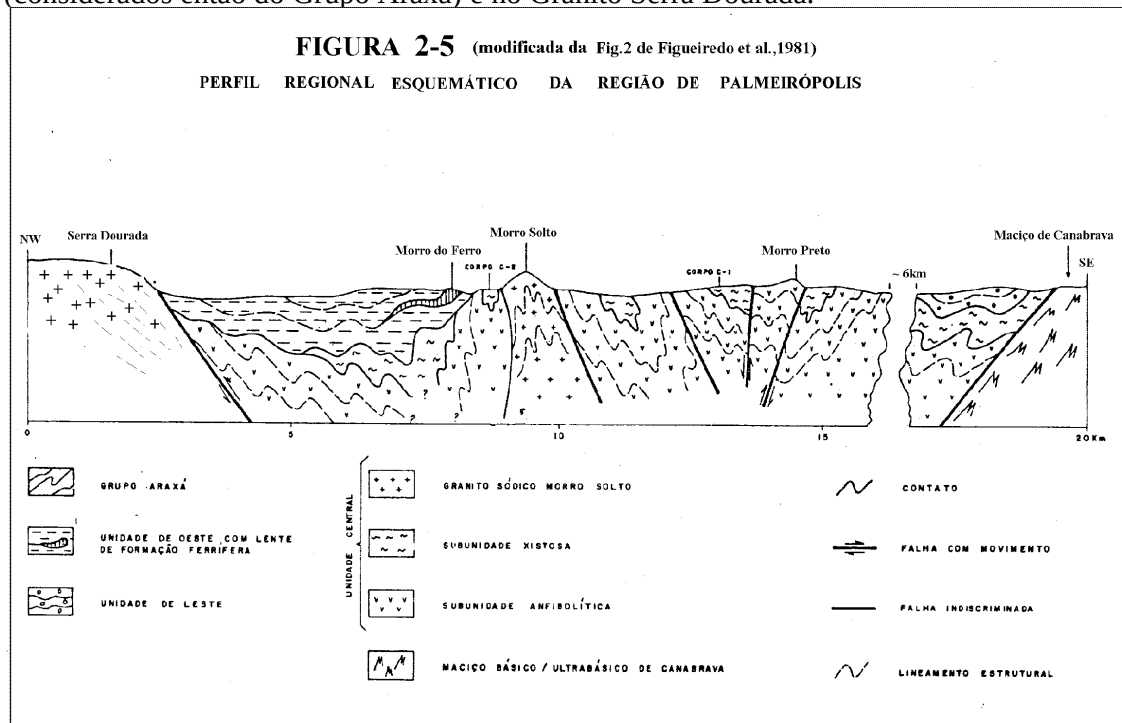


Para oeste, em contato tectônico com o conjunto gabro-norítico, ocorre a Sequência Vulcano-sedimentar Palmeirópolis (Araújo & Alves, 1979) que contém porções de crosta oceânica (Araújo, 1986).

O complexo, junto com esta sequência, apresenta-se como uma estrutura *pop up* (Figura 2-5), sendo rodeado por xistos e quartzitos do Grupo Serra da Mesa (Marini et al. 1977) e do Grupo Araí cobertos, em discordância, pelos metassedimentos do Grupo Paranoá. A SE, S e W, interrompendo o alinhamento tectono-estrutural dos complexos Cana Brava e Niquelândia, ocorrem corpos graníticos gnaissificados Serra Branca, Serra da Mesa e Serra Dourada da província estanífera de Goiás, Sub-província Rio Tocantins (Marini et

al.,1984a,b). Estes granitos estão estruturados, juntamente com os metassedimentos que os alojam, na forma de domos a braquianticlinais. Nos granitos são encontrados xenólitos de xistos grafitosos e gnaisses (Marini et al.,1977). A borda gnáissica desses granitos apresenta-se recortada por filões pegmatíticos a berilo e topázio. Granitos pegmatóides, alguns de dimensões maiores, mas geralmente restritos, cortam ou envolvem os granitos e o sienito alcalino do Peixe, ao norte (NW do Complexo Cana Brava).

O mapeamento geológico da Folha Dois de Junho (Projeto Serra Dourada da UnB - Convênio DNPM/UnB de 1972, inédito) delimitou, a oeste do Rio Cana Brava, isto é, a **oeste** dos gabro-noritos granulitizados da Serra de Cana Brava, meta-gabros anfibolitizados dentro de xistos e metabasitos considerados, na época, como Grupo Araxá. Esse mapeamento determinou, também, mergulhos para leste nos xistos da Sequência Palmeirópolis (considerados então do Grupo Araxá) e no Granito Serra Dourada.



Araujo & Alves (1979) identificaram, neste pacote a oeste do complexo granulitizado, a Sequência Vulcano-sedimentar de Palmeirópolis, que correlacionaram com a de Mara Rosa e com a que fica a oeste de Niquelândia (Indaianópolis de Danni & Leonards,1978). Ribeiro Filho & Teixeira (1981) consideraram-na como a continuidade tectonicamente truncada da sequência a oeste de Niquelândia, com idade provável Paleoproterozóica. Ela é separada do complexo granulitizado por falhas inversas a transcorrentes e é composta de xistos, quartzitos, meta-chert, rochas cálcio-silicáticas, granitos, gnaisses e anfibolito; estes são mais importantes na base. A essa sequência está associada mineralização de Zn-Cu-Pb. Figueiredo et al.(1981) definem controle estratigráfico-vulcanogênico para as mineralizações; em perfil esquemático (Figura 2-5) interpretam um empurrão da sequência para W, sobre o granito Serra Dourada e suas encaixantes e para E sobre o complexo máfico-ultramáfico. A análise lito-geoquímica sugere (Araújo,1986) que os anfibolitos (metabasaltos) são quimicamente análogos aos tholeiitos modernos de *ridge* de expansão oceânica.

A Mineração SAMA realizou o mapeamento geológico em 1/50.000 (inédito) de grande parte do complexo, identificando, também, nesta região além de xistos - tidos como Araxá - e metabasitos, corpos de metagabros e um corpo com cerca de 5 km de serpentinito. No mapa do complexo apresentado por Correia (1994) também está indicada, nesta região e estendendo-se para o N, uma faixa de orto-anfibolitos grossos, foliados a homogêneos, com

aspecto gabróico. Estes meta-gabros já haviam sido indicados pelos mapeamentos (Trabalhos de Graduação) da UnB em 1972. O posicionamento estratigráfico parece não estar resolvido; o mais provável é que sejam correlatos aos granada anfibolitos, coronitos e gabro-anortositos das Sequências Serra dos Borges (Complexo de Niquelândia) e Serra da Malacacheta (Complexo de Barro Alto). Com base nas semelhanças entre os complexos, pode-se aventar ainda as seguintes possibilidades: 1- fatia tectônica - alóctone e retrometamorfizada do conjunto granulitizado - intrometida na Sequência Palmeirópolis, por analogia com estruturas verificadas no Complexo Barro Alto; 2- porção de infra-crosta oceânica semelhante à verificada na Serra da Figueira, Complexo Barro Alto.

Matsui et al.(1976), realizando datações (K/Ar) em minerais e amostras do maciço, obtiveram as seguintes concentrações de idades geocronológicas: 3 amostras com 500 Ma, 3 com 900, 3 com 2.000 e 2 com valores mais elevados, coincidentes, aproximadamente, com os ciclos Brasileiro-Uruaçuano, Transamazônico e Jequié.

Girardi et al (1978) realizaram estudo geocronológico (Rb-Sr e K/Ar em rocha total e minerais) do complexo. O metamorfismo granulítico, caracterizado como pré-transamazônico, teria ocorrido talvez há 2.700 Ma. e o metamorfismo anfibolítico, verificado em supracrustais na borda W do maciço (=Sequência Palmeirópolis), há cerca de 1.150 Ma. As rochas gnáissicas, representadas por blasto-milonitos e cataclasitos, de longa residência crustal, teriam sido re-homogeneizadas e recrystalizadas em condições da fácies anfibolito com possível fusão parcial, caracterizada por estruturas agmatíticas, há 644 +/- 27 Ma.

Nesse estudo os autores reconhecem no Morro da Bota, a leste dos granulitos máfico-ultramáficos e seus derivados retrometamórficos, "rochas gábricas e noríticas ... com feições reliquiares ígneas, tais como zoneamento e presença de geminações complexas nos plagioclásios, zoneamento nos ortopiroxênios e frequentes exsoluções em ambos piroxênios .. olivina sob forma de núcleos cercados por coroas de reação envolvendo a presença de symplectitos de piroxênio e espinélio, além de anfibólios..." (Girardi et al.1978).

Esta massa gabróica, segundo o mapa do Projeto Cana Brava-Porto Real (Araujo & Alves,1979) encontra-se alojada em faixa de gnaisses blasto-miloníticos e cataclasitos. Nesta borda leste ocorre, também, uma faixa (Jaime Filho, 1981) de metabasitos. Este posicionamento lembra o dos "gabros" finos granulitizados a leste das meta-ultramáficas do Complexo de Niquelândia só que aqui os metabasitos estão anfibolitizados na zona de falha e as fácies do Morro da Bota estão preservadas. Lembra, também , pela disposição estrutural no muro da falha, a pequena ocorrência da sequência vulcano-sedimentar Juscelândia ao sul do Complexo de Barro Alto, na região de Carmo do Rio Verde.

Segundo Girardi & Kurat (1982) o Complexo Cana Brava corresponde a um maciço diferenciado a partir de um magma basáltico, com tipos de rochas que variam de harzburgitos e piroxenitos até ferrogabros. Após a intrusão teriam ocorrido vários reequilíbrios no sub-*solidus*. O primeiro a aproximadamente 900° C e P de 6-7 kbar, sem atingir equilíbrio completo. Uma recrystalização parcial, sucedente à primeira, teria convertido algumas rochas à fácies anfibolito de alto grau; eventos posteriores propiciariam serpentinização, rodingitização, talcificação.. Esta rodingitização, estudada por Girardi et al.(1976) dá-se em associação com piroxenitos, com rochas básicas grossas ou, caso mais comum, com serpentinitos e clorita xistos, onde os metassomatitos ocupam fraturas. Para Dreher et al.(1989), as paragêneses cálcio-silicáticas desses rodingitos (grossulária-diopsídio-vesuvianita) teriam cristalizado a cerca de 500° C e a < 5 kbar, durante evento metamórfico relacionado com a ascensão do complexo durante o qual teria ocorrido fluxo de CO<sub>2</sub> responsável pela talcificação e carbonatização ao longo de fraturas. Assim, esse processo seria distinto daquele que dá origem a rodingitos em sistemas ofiolíticos.

Fugi (1989) realizou estudos de litogeoquímica de ETR e geocronologia Sm-Nd, determinando duas isócronas Sm-Nd, uma de amostras do Complexo Cana Brava e outra do Gabro da Serra da Bota, com valores, respectivamente, de 1.970 +/- 69 Ma. e de 1.088 +/- 18

Ma., interpretados como da cristalização ígnea destes corpos. A reinterpretação dos dados geocronológicos de Fugl (op.cit.), mas incluindo as amostras descartadas (ver Cap.8) indica uma isócrona de  $1308 \pm 330$  Ma para as rochas do complexo. Esse autor, modelando o magmatismo, concluiu que o complexo derivou de magma basáltico parental enriquecido em ETRL, com progressivo enriquecimento em elementos leves incompatíveis por cristalização fracionada, indicando a origem em câmara magmática de complexo acamadado em crosta continental. Vários pulsos magmáticos teriam ocorrido e os valores negativos de  $\Sigma_{Nd}$  seriam devidos à assimilações de rochas ácidas. O magma que originou os anfibolitos a oeste (=Sequência Palmeirópolis) não foi cogenético do magma do complexo.

Para Correia (1994) o Complexo Cana Brava corresponde a um corpo máfico-ultramáfico anorogênico, derivado de magma olivina-tholeítico cristalizado em pressões de <7kbar. Define-o como intrusivo na Sequência Palmeirópolis a partir de evidências como contatos fortemente aquecidos (paragêneses com sillimanita e outras) e xenólitos de anfibolitos, quartzitos e xistos, que seriam da sequência vulcano-sedimentar, em brechas plutônicas próximas dos contatos superiores do Complexo Cana Brava. Estas fácies de brechas lembram as dos corpos intrusivos tardios nos Complexo Niquelândia (intrusivas João Caetano) e no Complexo Barro Alto (intrusivas do Córrego do Guará e da Vista Alegre).

Correia (op.cit.) realizou análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd sobre amostras do Complexo. Obteve uma idade de  $1.350 \pm 35$  Ma. através de diagrama isocrônico Rb-Sr (rocha total) de correlação entre amostras do nível de metabasito *basal*. Correlaciona este valor com o obtido por Girardi et al.(1978) neste Complexo e o obtido por Fuck et al.(1988,1989) no Complexo Barro Alto, considerando-os indicativos da existência de evento colisional uruaçuano em torno de 1.300 Ma. Baseado na estrutura isótropa, não-deformada, do Gabro do Morro da Bota, o autor propõe que a intrusão deste gabo é posterior a tectonismo compressivo uruaçuano. Com base nestes dados e nos demais estudos petrológicos, esse autor interpreta as seguintes etapas evolutivas para o Complexo: 1) magma gerado entre 2,25 e 2,62 Ba., ficando residente em nível infra litosférico; 2) intrusão na Sequência Palmeirópolis há cerca de 2,0 Ba.; 3) evento principal de metamorfismo e deformação dúctil-rúptil há 1,3 Ba.; 4) reequilíbrios minerais posteriores em idades brasileiras, principalmente onde a água teve acesso às rochas. O autor não discute o significado geológico do Gabro do Morro da Bota nesta evolução.

A datação do Gabro do Morro da Bota (1,1Ba.) por Fugl (op.cit.) leva a se interpretar que a ascensão do complexo (já granulitizado) ter-se-ia iniciado antes de 1.1 Ba., pois esse gabo, pelos dados bibliográficos citados atrás, ocorre indeformado entre faixas de forte milonitização no domínio do *shear belt* a leste do complexo. Esta interpretação é contraposta pelas recentes datações brasileiras do metamorfismo granulítico no Complexo Niquelândia (ver item 2.3).

Nesta faixa cisalhada a leste do Complexo Cana Brava ocorrem corpos graníticos (Araújo & Alves, 1979) e no mapa metalogenético da CPRM (Baeta Jr,1987) são indicadas ocorrências estaníferas nestes granitos. Isto leva a duas interpretações referentes a origem destes corpos:

- 1) as intrusões graníticas (fácies granítica preservada entre os milonitos) dar-se-iam durante a fase magmática estanífera *Granito Serra da Mesa*, há cerca de 1.58 Ba. (Botelho & Pimentel, 1993), no muro da falha, por onde se elevou o complexo, ou seja, *após a ascensão do Complexo já granulitizado* para níveis rúpteis da crosta;
- 2) as fácies graníticas seriam mais jovens, do Ciclo Brasileiro, injetadas em fases tardias do falhamento, talvez em zonas de transpressão, de forma a manter a identidade petrográfica na zona de falha que atingiu condições de fácies epidoto-anfibolito a anfibolito.

### 2.3. COMPLEXO NIQUELÂNDIA

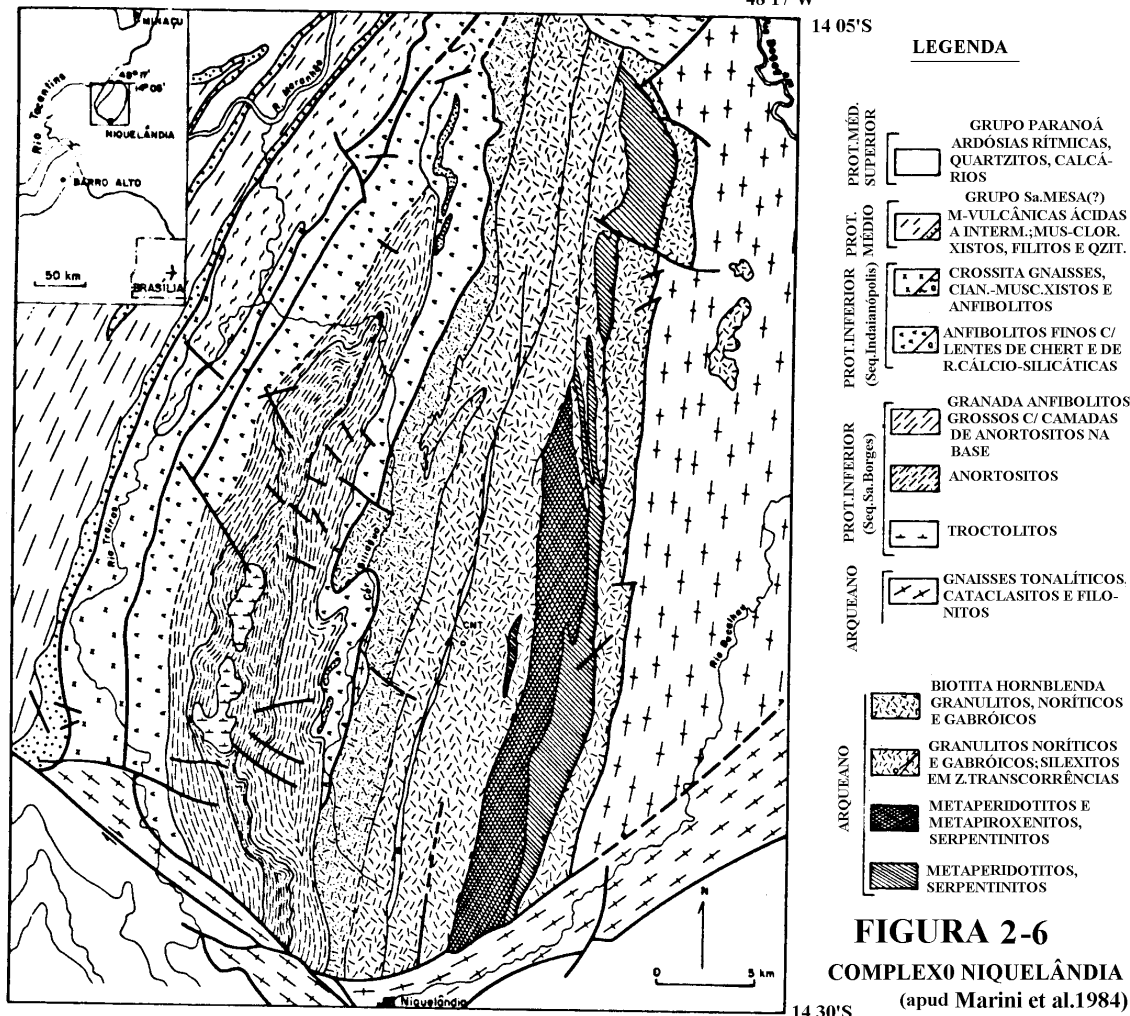
Com uma forma ovóide, circundado por falhas, o Complexo Niquelândia tem, aproximadamente, 45 km de extensão N-S. A Figura 2-6 retrata a geologia deste complexo como levantada e interpretada por Danni & Leonardos (1978,1980) e modificada em Marini et.al.(1984b). Corresponde a uma elevação estrutural fortemente tectonizada, com *trends* direcionais NNE-SSW e mergulhos de 40 a 65° para W, entre terrenos granito-gnáissicos milonitizados. Compreende tres seqüências de rochas de E para W: seqüência máfico-ultramáfica granulitizada, seqüência gabro-anortositica com fácies coroníticas e troctolíticas (Seqüência Serra dos Borges de Danni e Leonardos,1978,1980) e seqüência vulcano-sedimentar (Seqüência Indaianópolis de Danni & Leonardos,op.cit. ou Coitezeiro de Brod, 1988); as duas últimas deformadas e metamorizadas na fácies anfibolito de pressão intermediária.

Este conjunto desponta, bastante elevado topograficamente, exceto a seqüência vulcano-sedimentar, entre terrenos cristalofilianos do Mesoproterozóico (Grupos Araí/Araxá) a Neoproterozóico (Grupo Paranoá).

48 36'W

48 17'W

14 05'S



14 30'S

Para Danni & Leonardos (1978, 1980), a estruturação da Sequência Serra dos Borges corresponde a uma forma dômica revirada e falhada, com anfibolitos finos supracrustais envolvendo meta-anortositos e gabro-anortositos e estes, grosso modo, circundando núcleo

gabróico e coronito-troctolítico. Já para Ferreira Filho et al (1992b), a estrutura seria de empilhamento magmático homoclinal de uma grande intrusão em *rift* continental a qual teria como encaixantes crosta siálica e a sequência vulcano-sedimentar de Indaianópolis; não existiriam terrenos das supracrustais da Sequência Indaianópolis entre a sequência granulítica e a Sequência Serra dos Borges como apresentado no mapa da Figura 2-6.

O Complexo Niquelândia vem sendo estudado de longa data (Pecora & Barbosa, 1944) em função da ocorrência de minerais de interesse econômico, principalmente o níquel, e das possibilidades de comportar um quadro metalogenético bem amplo com, por exemplo, metais do grupo da platina, asbesto, cromo..

O mapeamento geológico sistemático (Projeto Niquelândia) em 1:50.000, realizado pelo DNPM (Motta et al. 1969, 1970), levantou todo o complexo máfico-ultramáfico (então designado Complexo São José do Tocantins). À semelhança de Pecora & Barbosa (op.cit), esses autores consideraram ter o complexo se originado pela diferenciação de um magma tholeítico em uma grande intrusão estratiforme tipo Bushveld ou Stillwater, reconhecendo, ainda, rochas siálicas (leptinitos) granulitizadas como prováveis encaixantes e *roof pendants* supracrustais.

Várias interpretações foram dadas por outros autores para a origem do complexo, mas a polêmica maior polarizou-se entre origem estratiforme versus alpina/ofiolítica.

White et. al.(1971) descrevem as ocorrências de cromititos platiníferos associadas com a zona ultramáfica do Complexo Niquelândia; a principal delas se dá na forma de lentes, camadas descontínuas e massas (pods) irregulares em uma zona tabular de 2 a 4m de espessura cuja hospedeira é um serpentinito derivado de peridotitos. Pelas características e quimismo, os autores propõem uma origem pseudo-estratiforme, ofiolítica para estas ocorrências.

Thayer (1972) optou por uma origem "híbrida" do maciço, considerando que várias feições como cromita podiforme e aluminosa, distribuição não estratiforme de rochas ultramáficas e feldspáticas que apresentam interdigitações lenticuladas, texturas orientadas e com dobramentos, diques gabróicos localizados e sem raízes, metamorfismo muito mais alto que o das encaixantes e contatos tectônicos em toda a volta, apontam para o tipo alpino, porém o volume expressivo de anortositos, aponta para uma origem estratiforme.

Danni & Leonardos (op.cit.), a partir de mapeamentos e estudos detalhados do maciço, propõem o novo quadro geológico, esboçado atrás, de duas unidades cronologicamente distintas:

- 1- pacote de rochas máfico-ultramáficas granulitizadas e fortemente deformadas, principalmente por transcorrência, com dunito-peridotitos basais de fatia tectônica mantélica, sucedidos por uma sequência acamadada de peridotitos/piroxenitos e por espesso pacote de gabro-noritos acamadados;
- 2- sequência gabro-anortosítica com gabros, coronitos, troctolitos e anortositos, variavelmente anfibolitizada, *capeada* pela sequência vulcano-sedimentar.

Rivalenti et al.(1982), estudando a porção leste (granulitizada) do Complexo, do ponto de vista lito-geoquímico, concluíram pela não-existência de frações mantélicas basais como propugnado por Danni & Leonardos (op.cit.), mas pela gênese a partir de intrusão de magma tholeítico, colocado a 15-20 km de profundidade na crosta siálica e com pressões de reequilíbrio não muito diferentes durante sua evolução, comparáveis com condições que foram verificadas nos complexos de Canabrava e Barro Alto. Girardi et al. (1986), retomando esse trabalho inicial (Rivalenti et al.op.cit), agora para todo o Complexo na sua parte plutônica, reiteram a proposta de uma evolução magmática única decorrente de fracionamento magmático em sistema fechado, semelhante à de Bushveld, não reconhecendo deformações pervasivas nem metamorfismo regional importantes. Os gabros finos de leste, que ocorrem abaixo dos níveis ultramáficos, corresponderiam a uma borda resfriada e com dados petroquímicos, indicando tratar-se de rochas menos diferenciadas do que os gabros

acamadados sobrepostos à unidade ultramáfica. Esta proposta contraria a hipótese de Danni & Leonardos (1978, 1980) de que estes gabros finos correspondem a fatias tectônicas miloníticas do próprio complexo imbricadas nas suas bordas falhadas.

Candia et al. (1988) estudaram a química mineral das paragêneses relacionadas às fácies coroníticas do conjunto gabro-anortositico ou nível UGAZ de Girardi et al. (1986), concluindo que as 3 principais associações minerais coroníticas desenvolveram-se em sistema fechado, com pressões de 8-5 kbar e temperatura de 800°C (coroa anidra de olivina gabros) a 560°C (coroas com plagioclásio+hornblenda+granada+quartzo) e que as coroas devem ter se formado durante resfriamento magmático e não durante evento metamórfico regional.

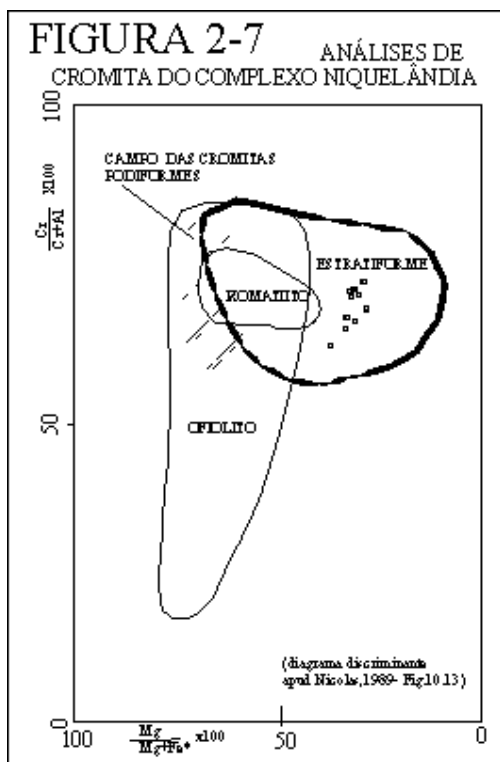
Ferreira Filho & Naldrett (1991,1993) e Ferreira et al. (1992a,b) assumem também a proposta de evolução magmática do tipo Bushveld. Admitem, porém, deformações associadas com metamorfismo granulítico e apresentam dados geocronológicos (Ferreira Filho et al. 1992a;1994a) U-Pb em zircões e rutilo de rochas do complexo que modificam substancialmente as propostas geocronológicas anteriores: as rochas do complexo, máfico-ultramáficas e intermediárias, tidas como arqueanas, teriam se consolidado entre 1.560 e 1.600 Ma. como uma grande intrusão semelhante à de Bushveld durante importante evento extensional relacionado a *rifteamento* continental no Mesoproterozóico e teriam sido metamorfizadas, monociclicamente em fácies anfibolito a granulito há cerca de 770 a 795 Ma., durante regime colisional.

A partir de estudo sistemático da variação composicional de piroxênios e de ETR de amostras do Complexo Niquelândia em um corte estratigráfico E-W, Ferreira Filho et al. (1994b) reveem o modelo de fracionamento em um estágio a partir de uma grande câmara magmática, propondo o seguinte esquema evolutivo: -durante o *rifteamento* mesoproterozóico ter-se-ia gerado magma primitivo, picrítico, sub-alcalino que ascendeu a níveis crustais onde solidificou inicialmente como gabro fino, resfriado nas bordas (Unidade Máfica Inferior); o resfriamento mais lento da câmara teria levado ao fracionamento em níveis ultramáficos basais a gabróicos o que, junto com sucessivos afluxos de novo magma, desenvolveria unidades cíclicas com progressivo enriquecimento em elementos incompatíveis e em Fe, indicativo de baixa  $fO_2$  na câmara. O aumento brusco de elementos incompatíveis e da razão La/Yb ao nível dos dioritos intrusivos estaria ligado a esta evolução, aliada a processo de contaminação crustal. Após a completa solidificação das rochas desta fase, teria havido novo afluxo de magma primitivo, mas com razão Mg/(Mg+Fe) menor do que a das unidades inferiores e com assinatura de ETR indicativa de fonte mantélica empobrecida em elementos incompatíveis. Isto, juntamente com um aumento de  $fO_2$ , teria levado a um *trend* de fracionamento distinto, com plagioclásio como fase *cumulus*, deposição de camadas de óxidos de Fe e de Ti empobrecendo o líquido silicático associado nestes elementos, cristalização de anfibólios ígneos.. e outras características da Sequência Serra dos Borges, troctolito/gabro-anortositica. O metamorfismo granulítico foi determinado como de resfriamento isobárico (Ferreira Filho et al, 1992c) e com pico de 800-900°C e 6-8 kbar em blasto-milonito alumino-silicoso, verificando-se variação pró-gradante (Ferreira Filho et al, 1992b) de 500-600°C e 4-5 kbar, na fácies anfibolito da Sequência gabro-anortositica Serra dos Borges até 800-900°C e 7-9 kbar (estabilidade de hercinita + quartzo) na fácies granulito.

Ribeiro Filho & Teixeira (1981) correlacionaram a Sequência Palmeirópolis com a de Indaianópolis.

Brod (1988) propôs a designação de Sequência Coitezeiro para a Sequência de Indaianópolis na qual identificou *trend* alcalino e fácies essencialmente miloníticas na zona de contato com a Sequência Serra dos Borges. Brod & Jost (1994) descrevem fácies metassedimentares e meta-vulcânicas a oeste do Rio Traíras na Sequência Coitezeiro. As fácies apresentam-se aí em grande parte preservadas, com menores deformação e grau de





metamorfismo do que junto e a leste do Rio Traíras, onde fácies miloníticas compõem um *shear belt*. Entre as rochas descritas como da sequência sobressaem aquelas cujos protólitos foram vulcanoclásticos.

Em um perfil leste-oeste, tem-se rochas gnáissicas blastomiloníticas e milonitizadas, estruturalmente abaixo de granulitos gabro-noríticos finos tectonizados. Segue-se a estes gabros finos, geralmente foliados, importante pacote de rochas meta-ultramáficas fortemente tectonizadas, dobradas e *boudinadas* (Foto 1), representado por harzburgitos e dunitos com fases piroxeníticas em veios centi-decimétricos, ora concordantes, ora discordantes (Foto 2), dobrados em isoclinais (Foto 3).

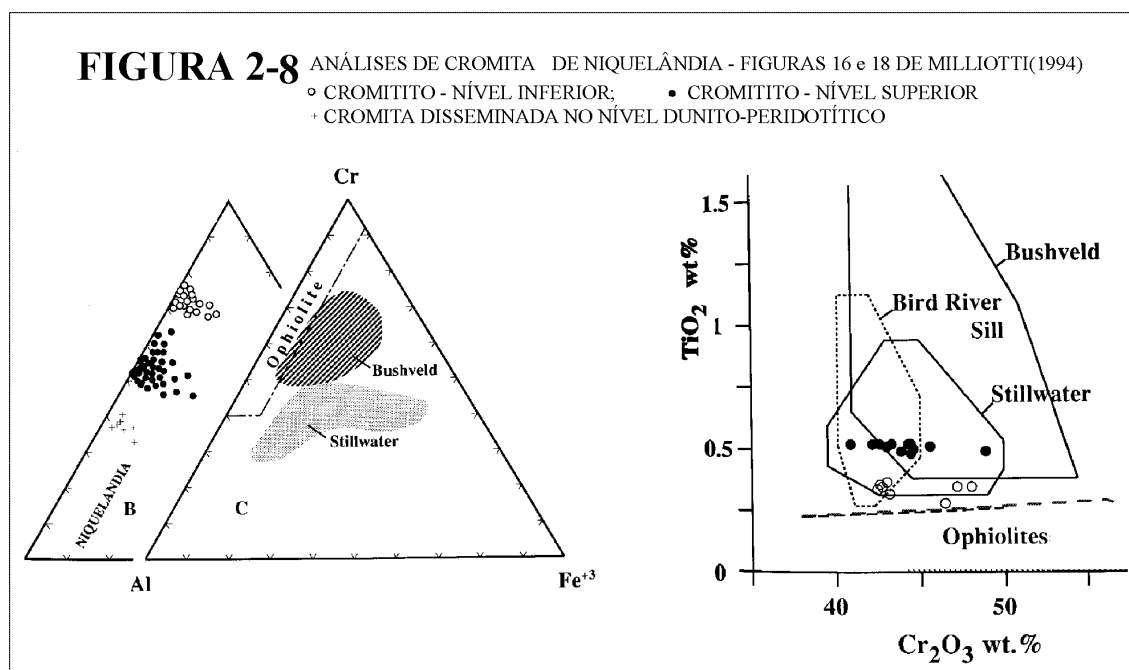
#### ANÁLISES DE MICROSSONDA EM DUAS AMOSTRAS DE CROMITA DE NIQUELÂNDIA

| Análise | 1-1   | 1-2   | 1-3   | 1-4                                 |
|---------|-------|-------|-------|-------------------------------------|
| 1-5     | 2-1   | 2-2   | 2-3   | 2-4                                 |
| Cr      | 29,80 | 29,26 | 29,33 | 29,09 28,55 28,91 31,81 32,40 31,21 |
| Al      | 13,49 | 13,71 | 13,44 | 13,76 14,85 11,49 11,06 11,25 12,28 |
| Mg      | 6,47  | 6,45  | 6,20  | 6,48 7,00 5,44 6,06 5,79 6,32       |
| Fe      | 12,78 | 13,05 | 12,79 | 12,83 12,10 13,02 13,75 13,83 13,60 |

Análises de cromita podiforme (coletada por J.C.M.Danni) e que ocorre associada a este nível de meta-ultramafitos mostram, em gráfico  $\text{Cr}_2\text{O}_3 \times \text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 2-7), composição de cromita estratiforme.

Milliotti (1994) estudou as ocorrências de cromita e o comportamento dos elementos do grupo da platina em Morro Feio e Niquelândia, Goiás, em sua tese de doutorado. Comparando, mineralógica e geoquimicamente, dois níveis de cromitito que ocorrem no Complexo Niquelândia, verificou que em diagramas  $\text{Cr-Al-Fe}^{+3}$  as cromitas caem, bimodalmente, em campos dos ofiolitos, mas em gráfico  $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ , (Figura 2-8) exibem afinidade crescente com o campo das cromitas de complexos estratiformes em direção aos níveis estratigráficos superiores. As análises de rocha total de Milliotti (op.cit.) indicam em gráficos  $\text{NiO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO}$  afinidade com complexos estratiformes à exceção dos níveis basais, duníticos.

Estas *assinaturas* geoquímicas das cromitas, graficadas nas figuras 2-7 e 2-8 e contraditórias em parte, devem ser vistas com cautela. São necessários estudos mais aprofundados, não realizados nesta pesquisa, sobre os efeitos geoquímicos das recristalizações relacionadas aos eventos metamórficos e metassomáticos subsequentes, desde os de alto grau e pressões médias (ver Cap. 5 e 8) até os que envolveram a serpentinização e talcificação das hospedeiras dos cromititos.



Sucedem-se estratos de rochas máficas, noríticas principalmente, onde ocorrem camadas métricas a decimétricas, até centimétricas, geralmente rítmicas com os termos máficos, de piroxenitos, principalmente websteritos, e peridotitos que podem ser lherzolíticos (Foto 4).

Na pedreira próxima da Usina da CNT, neste nível de meta-gabros, ocorre leuconorito a norito cinza claro, médio com piroxenito estruturado em finos veios (*sills*, diques, camadas?) e em lentes métricas, cuja geometria em cunha (Foto 7) está relacionada com a forte transposição propiciada pela transcorrência, talvez dextrógira segundo a Foto 5, que envolveu estas rochas de diferentes graus de competência.

Nesta pedreira ocorre, também, uma zona com cerca de 3m de espessura de norito tectonizado com foliação milonítica que trunca raras bandas ptigmáticas de mobilizados plagioclásicos e é truncada por veios descontínuos, cuneiformes e arranjados em Y de material escuro vítreo (pseudo-taquilitos) que pode ser visto na Foto 6. Leonardos et.al.(1979) descrevem fácies semelhantes que ocorrem no sul do complexo, detalhando a sua petrografia. É característica a textura afanítica (Fotomicrografia 3), vitrofírica dos veios, com relictos de opx e cpx dispersos na massa que foi fundida.

Cerca de 1,5 km a W da Vila Macedo, intercalada no nível de gabro-noritos granulitizados, ocorre uma banda de material sílico-aluminoso, variando de feldspato-granada-sillimanita quartzito a quartzo-xisto (muscovita diaforética); com vários metros de espessura, estende-se por quilômetros segundo a foliação N10E que se apresenta milonítica e clivada, retratando uma zona de falha retomada em vários eventos tectônicos. É tido como blasto-milonito de veios de origem por segregação tectônica (Danni & Leonardos, 1978, 1980; Ferreira Filho et al, 1992; Ferreira Filho & Naldrett, 1993).

Intrusivas (*stocks*) gabro-dioríticas a quartzo dioríticas granulitizadas (Unidade João Caetano de Ferreira et al, 1992), semelhantes às de Vista Alegre e do Córrego do Guará no Complexo de Barro Alto, frequentemente com fácies de brechas plutônicas, contendo autólitos e xenólitos diversos como granulitos máficos finos e ocasionalmente quartzitos, em parte cálcio-silicáticos, derivados provavelmente de cherts (Foto 8) ocorrem a oeste do Córrego Biliágua, onde há o contato tectônico das fácies granulitizadas com a Sequência Serra dos Borges. A sua mesóstase, apesar de apresentar um certo grau de hidratação (biotita), mostra paragênese granulítica, com opx ocasional.

O conjunto troctolito-gabro-anortosítico (Sequência Serra dos Borges) ocorre para W do conjunto granulítico, separado por importante falha, onde se encaixou o Córrego Biliágua. Não são encontradas as intrusivas tipo João Caetano com seus autólitos e xenólitos nesta sequência, que também não apresenta fácies granulíticas, sendo as suas transformações metamórficas essencialmente hidratadas e desenvolvidas na fácies anfibolito de gradiente barroviano, com pelo menos duas fases severas de deformação (Foto9).

A Fotomicrografia 4 mostra a textura reliquiar preservada em meta-diabásio de amostra (ponto 10675-55 do trabalho de graduação da UnB em 1977) que ocorre na Sequência Indaianópolis no local Córrego do Júlio, 5,5 km a NNE de Indaianópolis, em nível de anfibolitos finos foliados a lineados, próximo ao contato com a Sequência Serra dos Borges que ocorre a 1,5 km a leste. Esta fácies lembra à de contatos transicionais entre gabros e metabasaltos da Serra da Figueira (ver item 2.4.3) no Complexo de Barro Alto (Winge & Danni, 1994 a,b).

## **2.4. COMPLEXO BARRO ALTO**

### **2.4.1. Introdução**

O Complexo Barro Alto tem, aproximadamente, 160 km de extensão e 25 km de largura média. Apresenta a forma de um bumerangue, com orientação NNE-SSW, virgando para E-W e com a concavidade para NW (Figura 2-9 e mapa geológico regional). Como os complexos Niquelândia e Canabrava, êle forma um relêvo de serras alongadas segundo as direções estruturais. É limitado por falhas inversas de ângulos médios a fortes a leste e sul, cujo muro é constituído por gnaisses miloníticos que podem formar fatias tectônicas de milonito-gnaisses micáceos ou de cataclasitos entre unidades do Mesoproterozóico (Grupo Araxá). Estas, por sua vez, cavalgam em baixo ângulo, unidades do Neoproterozóico (grupos Paranoá e Bambuí) mais a leste. A estes limites tectônicos corresponde um forte gradiente gravimétrico que Assumpção et al.(1985) interpretaram como obducção do Bloco Porangatu (região a NW do complexo) com uma espessura da ordem de 5 km de rochas máfico-ultramáficas (Figura 2-10) sobre o Bloco Brasília (região a SE do complexo) e, associadamente, um importante baixo gravimétrico (anomalia de -140 Mgál) na região dos grupos Bambuí e Paranoá, a SE e E do complexo, como possível depressão do embasamento.

O Complexo Barro Alto foi interpretado por Figueiredo et.al. (1970, 1975) como um único corpo ou maciço acamadado ultramáfico-máfico, predominantemente gabro-anortosítico, com características intermediárias entre maciços alpinos e grandes corpos estratiformes de ambiente cratogênico.

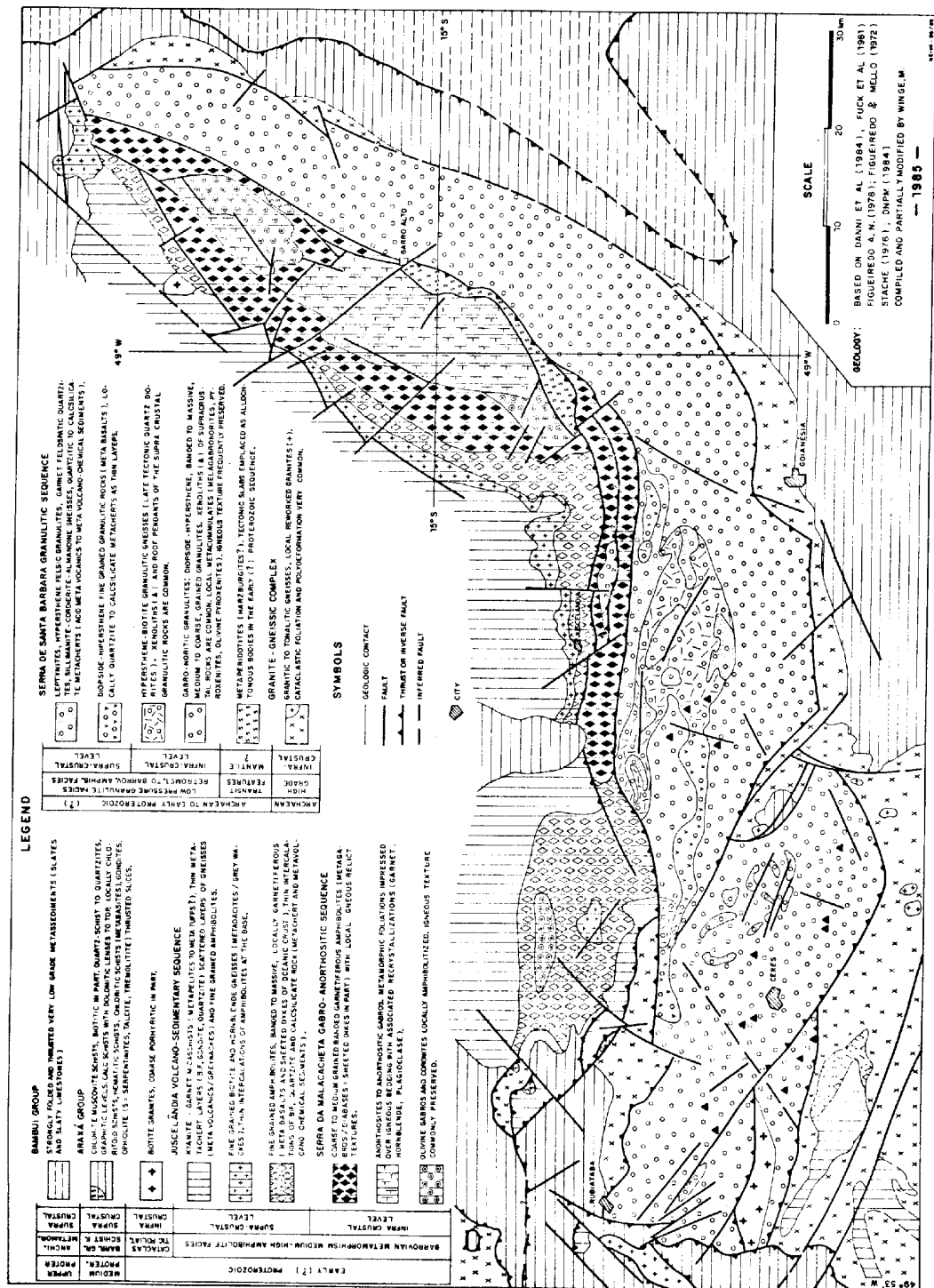
Stache (1976) estudou a porção leste do Complexo Barro Alto (~80x20km) com ênfase na petrologia do complexo que, para esse autor, teria evoluído na seguinte sequência:

- 1) intrusão anortosítica (tipo maciço Adirondack, de área orogênica) em embasamento pré-Araxá com as fácies de borda metamorfizadas;
- 2) remobilização de embasamento junto com domação do corpo anortosítico e intrusão de magma máfico-ultramáfico entre o anortosito e o embasamento, com diferenciação em peridotitos e gabro-noritos;
- 3) deslocamento do conjunto e metamorfismo de alto grau, granulítico a anfibolítico (M1);
- 4) ciclo Araxá, com metamorfismo regional de baixo grau até fácies anfibolito (M2);
- 5) soerguimento do conjunto e basculamento para oeste;
- 6) na zona marginal leste, uma intrusão gabro-norítica acamadada posterior aos metamorfismos de alto grau (M1) e do Araxá (M2) com 4.000 a 5.000 m de largura aflorante e apresentando cinco ciclos de acamamento ígneo, iniciados cada um por piroxenito ou norito e terminados em gabro para o topo;

7) sucessivos movimentos de soerguimento ao longo de zonas de falhas e ciclos de erosão para o aparecimento do maciço.

Figueiredo(1978) estudou a porção leste/nordeste do maciço em sua dissertação de

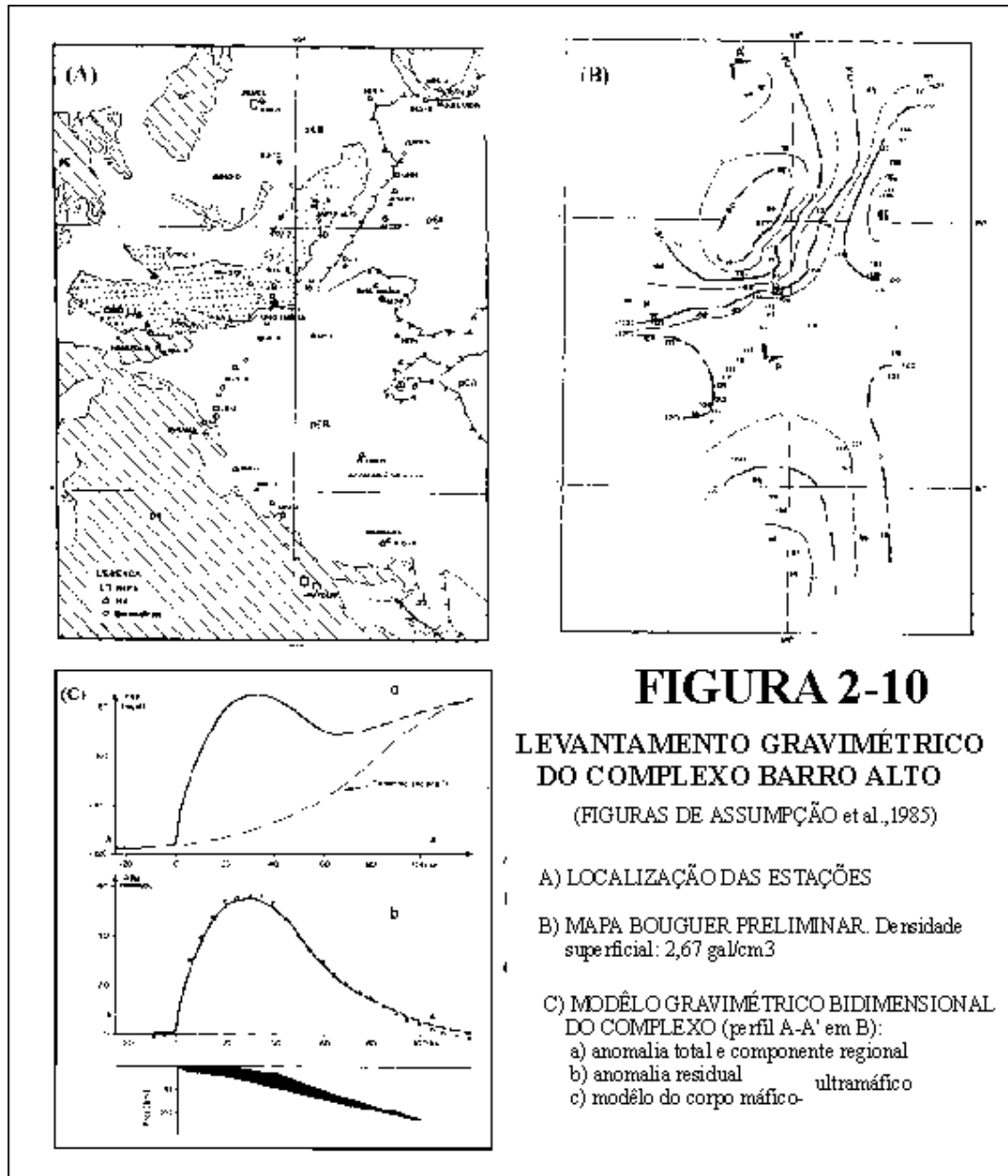
**FIGURA 2-9** GEOLOGICAL MAP OF THE BARRO ALTO COMPLEX  
GOIÁS STATE - BRAZIL



mestrado, com mapeamento geológico em 1:50.000, e concluiu que o complexo apresenta características distintas que o coloca como tipo intermediário entre estratiforme e ofiolítico.

Em 1980 (região de Goianésia) e em 1982 (região de Ceres- Rubiataba), abrangendo toda a porção sul, o complexo foi mapeado na escala de 1/50.000 através dos trabalhos de graduação da UnB, resultando em uma revisão (Fuck et al.,1981; Danni et al.,1984) estratigráfica e estrutural coerente com o quadro visualizado por Danni & Leonardos (1978,1980) para o Complexo de Niquelândia, ao norte. O mapa geológico esquemático (Figura 2-9) retrata a tectono-estratigrafia visualizada com base nesses trabalhos de mapeamento. Apesar de defasado com relação a ordenação estratigráfica, ele fornece uma visão geral das unidades lito-tectônicas e de seus traços estruturais.

Girardi et al.(1981) estudaram a petrologia e a lito-geoquímica do maciço na região entre Goianésia e Barro Alto, utilizando o empilhamento magmático proposto por Figueiredo et al.(1975) e Figueiredo(1978). Esses autores verificaram um padrão petrográfico e de fracionamento ígneo que evidencia serem as unidades ofíticas superiores (UZ) e as unidades



anortositicas (AZ) membros de um corpo ígneo acamadado e que o padrão de fracionamento dos plagioclásios aponta para regime de colocação a baixa pressão (<5kbar). Já para as zonas basal (BZ-metagabros e anfibolitos) de leste e ultramáfica (UZ) não foi possível

demonstrarem relações genéticas com o resto do maciço. As relações texturais e químicas entre as fases minerais da BZ indicariam reequilíbrio pós-magmático (lamelas de exsolução nos piroxênios) e metamórfico (cristaloblastos) em condições análogas e correspondentes às fácies granulito/alto anfibolito, em torno de 800 °C e pressões em torno de 5 kbar ou pouco acima.

Oliveira & Jost (1992) e Oliveira (1993), como Stache (op.cit), identificaram na porção sudeste do Complexo, região de Goianésia, seis unidades cíclicas de diferenciação magmática, piroxeníticas-gabro-noríticas. Propuseram uma origem por afluxos magmáticos múltiplos em um complexo estratiforme no qual as deformações e metamorfismo subsequentes pouco teriam alterado a sequência original das rochas.

Suita et al.(1994) apresentam idades U-Pb em zircão de rochas do Complexo Barro Alto: 1,72 a 1,73 Ba. para diorito granulitizado da Sequência Serra de Santa Bárbara e 1,29 a 1,35 Ba. para pegmatito hornblenda gábrico da Sequência Serra da Malacacheta, que apresentam como intercepto inferior ca. 790 Ma e 770 a 820 Ma, respectivamente. Interpretam estas idades como as das intrusões em crosta continental, durante fases extensionais (ca. 1,7 e 1,3 Ba.), e de metamorfismo sintectônico de alto grau (ca. 800 Ma) durante colisão continental (Ciclo Brasileiro/Panafricano), envolvendo os crátons Amazônico e São Francisco.

#### 2.4.2. O segmento ocidental do Complexo Barro Alto

Sob este tópico apresenta-se uma síntese de feições geológicas relevantes da porção ocidental do Complexo Barro Alto mapeada pela UnB com o intuito de colocar em foco os elementos fundamentais para o entendimento da evolução dos compartimentos crustais granulitizados.

O Complexo Barro Alto, como ocorre com os complexos apresentados atrás, tem todas as suas bordas tectonizadas. Esta estruturação é resultado de cavalgamentos e transpurrões, com vergência regional para ESE, sobre gnaisses granodioríticos e graníticos considerados como de embasamento arqueano e que se apresentam em grande parte filonitizados.

Gnaisses muito finos, epidotíticos em parte, são encontrados neste embasamento filonitizado junto às ocorrências do Grupo Araxá, ao sul do complexo. Inicialmente, nos trabalhos de campo, foram interpretados como metavulcanitos, porém, a textura cataclástica constante e a transição para fácies mais grossas, típicas do embasamento, indicam fácies de retrabalhamento crustal com pouca entrada de H<sub>2</sub>O, lembrando a gênese que podem ter leptinitos no Complexo Anápolis-Itaçu (Winge & Danni, 1994c), mas aqui em condições de fácies epidoto anfibolito em regime de recristalização dinâmica.

A entrada de água durante o metamorfismo cinemático (milonitização em zonas de falhas) transformou, localizadamente, estes gnaisses de *embasamento* em muscovita xistos que se assemelham aos xistos pelíticos do Grupo Araxá que ocorrem associados - por vezes, imbricados - e deles somente se distinguindo quando apresentam texturas e minerais remanescentes e/ou lentes muscovíticas (*mica fish*) com feldspato K reliquiar associado. Por outro lado, é provável que muitos dos gnaisses/filonitos considerados como derivados do "embasamento" sejam de massas anatécicas ou magmáticas mais jovens retrabalhadas juntamente com o embasamento e o Araxá, pois elas são detectadas em vários pontos dentro e fora do complexo.

Fatias e cunhas tectônicas, tanto de rochas das sequências supracrustais proterozóicas, quanto das sequências granulíticas, intercalam-se com estes gnaisses, retratando importantes planos tectônicos reativados(?) na Orogênese Brasileira. Encravado como uma cunha com mais de 10 km em E-W na porção oeste do complexo ocorre meta-granito com fácies porfiróide e cataclástica sem paragênese granulítica, isto significando que foi aí

(tectonicamente?) colocado após o corpo granulitizado ter sido alçado para níveis mais frios e rúpteis.

Lentes tectônicas de granulitos inserem-se nos anfibolitos bandados da Sequência Serra da Malacacheta, 4 km a sul de Juscelândia, e entre embasamento e Grupo Araxá/Sequência Juscelândia, 1,5 km a NE de Ipiranga, próximo a Rubiataba, estruturalmente acima do complexo.

Neste contexto de forte filonitização, ao longo de faixa tectônica WNW-ESE (Uruana-Jaraguá-Abadiânia) ao sul/sudoeste do complexo, são encontrados anfibolitos finos, xistos e intrusivas filonitizados. O conjunto supracrustal é correlacionado com a Sequência Juscelândia ao norte em virtude de ocorrerem níveis de meta-chert nos anfibolitos finos intercalados com xistos e gnaisses. Entretanto, parte destes filonitos é provavelmente, derivada dos próprios granulitos retrometamorfizados nestes *shear belts* e parte pode ser, também, de sequência mais jovem como o Grupo Araxá que localizadamente, em sua base, apresenta esporádicas fácies vulcânicas e subvulcânicas.

A tectono-estratigrafia do complexo inicia-se com um pacote "basal" de noritos a gabronoritos granulitizados com fácies granoblásticas médias, ora bandadas ora maciças, sendo comuns a presença de fragmentos centimétricos lenticulados, geralmente de granulação mais fina, pouco conspícuos, retratando autólitos e/ou xenólitos. Nesse meio são encontradas bandas ou níveis, por vezes massas irregulares (*pods*), de ortopiroxenitos de granulação média a grossa, com enstatita podendo atingir até 2 cm; onde anfibolitizados viram tremolilitos/actinolilitos. Diques irregulares de piroxenitos websteríticos também ocorrem. As fácies isotrópicas são granoblásticas mas, com frequência, verificam-se texturas ígneas reliquias. Texturas coroníticas são encontradas ocasionalmente como, no meta-olivina gabro que ocorre 10 km a NNW de Ceres (Fotomicrografia 5).

"Níveis" de xistos verdes a granada-anfibolitos, não raramente filonitos, paralelos aos planos de falhamentos inversos marginais, criam uma pseudo-estratigrafia que atesta o forte retrabalhamento com hidratação e retrometamorfismo em falhamentos internos do complexo. Nestas faixas ocorrem, muitas vezes, várias gerações de foliações e bandamentos, formando padrões interferentes em complexos arranjos como, por exemplo, na falha de contato a E de Rubiataba. Em outras faixas anfibolitizadas, entretanto, a rocha resultante pode ser maciça, como o anfibolito médio noduloso pelo crescimento de granada almandina que ocorre 5 km a SE de Bragolândia. As condições termodinâmicas em que se realizaram estes falhamentos gradam desde a fácies anfibolito alto até xisto verde. Esta variabilidade estrutural de fácies foliadas/miloníticas lado a lado com fácies maciças/isótropas constitui uma das características da evolução destes terrenos de alto grau originada nos vários estágios de desenvolvimento desde a fase de granulitização, provavelmente fases pré-granulitização, até as fases de ascensão tectônica vistas as paragêneses que registram tais eventos.

Associações de fácies bimodais de leptinitos e granulitos máficos muito finos e sulfetados, com níveis centi a decimétricos de rochas cálcio-silicáticas (Fotomicrografia 6), associam-se a pacotes de granada-sillimanita quartzitos plagioclásicos com espessuras aparentes de centenas de metros. Este conjunto preferencialmente "capeia" fácies gabróicas a dioríticas com brechas plutônicas mas também pode ser encontrado como lentes dentro das mesmas. Foi interpretado como *roof pendants* (Figueiredo et al., 1970) e como supracrustais (metabasaltos, metchert, riolitos..) de crosta oceânica (Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984).

Quartzitos verdes com diopsídio e hornblenda ocorrem no interior de fácies gabronoríticas, assemelhando-se a metachert, porém a ocorrência isolada em faixas tectonicamente retomadas dentro de corpo meta-plutônico aponta para uma origem destas rochas por segregação metamórfica. A paragênese de alto grau indica que a segregação ocorreu antes ou durante o metamorfismo de alto grau. Certos níveis destes quartzitos de segregação, como o que ocorre 6km a sul de Rubiataba, no Córrego de Serra Abaixo, apresenta paragênese de quartzo com granada e sillimanita, esta transformada total ou parcialmente para cianita e

muscovita. Estas rochas são muito semelhantes aos granada quartzitos associados com leptinitos que ocorrem em vários lugares como no serrote ao sul de Cafelândia mas com espessura e composição (gradam para gnaiss fino e granada sillimanita leptinito) diferentes e que avocam outra origem que a de segregação metamórfica.

A associação de “rochas granulíticas máficas finas e calcissilicatadas ..em uma faixa de cerca de 2km EW” (Borges & Pimentel, 1982) na região a N e NE de Ceres, com importantes afloramentos de rochas cálcio-silicáticas no Córrego Limão, Faz. Rio do Peixe, sugere um conjunto de origem supracrustal de ambiente oceânico, entremeando derrames de basalto com depósitos vulcano-químicos. Este tipo de associação é que reforçou a proposta de origem proto-ofiolítica com rochas supracrustais de ambiente oceânico quando dos mapeamentos de Goianésia (Fuck et al,1981) e Ceres-Rubiataba (Danni et al,1984). A frequente associação destas fácies básicas finas e cálcio-silicáticas com leptinitos e granada sillimanita quartzitos feldspáticos que podem ocorrer em extensas faixas (até quilômetros), levou, dentro desta concepção de ambiente oceânico, a se propor como protolito dos leptinitos rochas vulcânicas ácidas.

Intrusivas gabro-dioríticas com as zonas apicais que atingem termos quartzo-dioríticos até granodioríticos e graníticos (hoje gnaisses), por vezes ricas em xenólitos de diversas rochas e ocasionais autólitos(?) atestam um magmatismo tardio, com hibridização progressiva. São correlacionáveis com o diorito/quartzo diorito da Unidade João Caetano (Ferreira et al.1992a,b) no Complexo Niquelândia. Elas são mais comumente encontradas próximas aos restos do *capeamento* de granulitos máficos finos, leptinitos e granada quartzitos, mas também ocorrem em outros níveis, inclusive os tidos como basais do Complexo como, por exemplo, próximo de Carmo do Rio Verde (Fotos 13,14,15). Nas fácies com brechas ocorrem, ubiquamente, blastos (?) poiquilíticos de biotita de cor vermelha rubi originada, provavelmente, devido a maior disponibilidade de H<sub>2</sub>O retida das fases plutônicas nessas regiões apicais das intrusões.

Estes corpos mostram em mapa formas frequentemente alongadas segundo o *strike*, e, ocasionalmente, formas de cogumelo que indicam terem sido envolvidos em, pelo menos, duas importantes fases de deformação, a primeira achatando/dobrando e a segunda redobrando essas massas meta-ígneas. No mapa da Figura 2-9 estes corpos foram reunidos em massas intrusivas maiores, mas esta interpretação deve ser vista com ressalvas. A seguir são brevemente descritos alguns locais onde ocorrem fácies desta suíte intermediária a ácida intrusiva nos diferenciados máfico-ultramáficos.

No Córrego do Guará, a noroeste de Goianésia, ocorre um destes corpos intrusivos e granulitizados. Subindo o córrego, sobe-se, também, na estrutura intrusiva. Em nível inferior no ponto 2MW592 (ver Anexo 6), ocorrem fácies meta-gabronorítica a meta-gabrodiorítica, com fenocristais reliquiares milimétricos de andesina. Estas fácies mais preservadas das deformações apresentam variações para fácies com textura tipomorfa em mosaico ou granoblástica estirada com os cristais de plagiocásio mais deformados (mais dúcteis) do que os de piroxênio. Córrego acima (pontos 2MW591,590,589), a intrusiva transiciona para fácies de quartzo-dioritos a granodioritos. Estes constituem a matriz, também granulitizada, de brecha (Fotos 10,12) com xenólitos variados. Entre os xenólitos predominam os de fácies meta-basítico cinza-escuro a esverdeado, muito fino, rico em sulfetos, gabro-norítico a gabro-diorítico. Além deste tipo, ocorrem xenólitos de quartzitos (metachert?), de granada leptinito e de rocha cálcio-silicática (Fotomicrografia 9). Um pouco acima no córrego, a matriz quartzo-diorítica envolve diversos tipos de xenólitos dentre os quais predomina uma fácies fina de composição gabro-diorítica; xenólitos de olivina websterito uralitizado e biotitizado ocorrem neste local. Estas fácies de brechas fazem contato no alto dos morros com extensos terrenos de granada sillimanita gnaisses e leptinitos intercalados com anfíbolitos (granulitos retrometamórficos), tidos como rochas de origem supracrustal (Fuck et al,1981; Danni et al,1984). Fases anatécicas de material granitóide entremeiam-se nestas encaixantes (?)



leptiníticas mas também são encontradas, inclusive com fácies mais mobilizadas (intrusivas), nas brechas (Foto 11), tendo-se transições entre material magmático e anatéxico. Estas fases anatéxicas são encontradas em vários outros sítios do complexo granulitizado mas são mais comuns nestas intrusivas de composição mais ácida .

Na Serra da Vista Alegre a NW de Goianésia, na estrada para Cafelândia ocorre, em *boulders* e em afloramentos contínuos, um gnaiss (meta-granito) de cor cinza a cinza-esverdeada com xenólitos pequenos e esparsos.. A encaixante deste meta-granito é um meta-norito maciço de grã média-fina, cor cinza e com foliação fraca.

A fácies mais comum desta ocorrência (ponto 2MW588) é um sillimanita biotita cordierita gnaiss. Localmente varia para fácies kinzigítico com a cristalização de granada rósea dispersa ou concentrada em bandas. Apresenta ocasionais xenólitos máficos e raros xenólitos félsicos em meio a foliação geralmente bem evidenciada com planos superimpostos de cisalho e com filetes de quartzo tardio preenchendo planos de transposição subverticais.

Os xenólitos geralmente são muito estirados mas com pouca foliação, sendo a fácies mais comum a de uma rocha máfica muito fina com composição variável de meta-norítica a meta-gabronorítica. Os xenólitos ácidos, mais raros, apresentam a mesma paragênese metamórfica da intrusiva a base de hiperstênio, sillimanita, cordierita.. (Fotomicrografia 12) o que indica tratarem-se provavelmente de autólitos. Um destes xenólitos apresenta pequenos porfiroclastos feldspáticos e uma foliação (Foto 16) que não se prolonga na hospedeira. Este fato leva as seguintes interpretações alternativas: 1) a de que a intrusão tenha ocorrido simultaneamente a eventos tectônicos (extensionais com falhamentos lístricos ou, alternativamente, compressionais em zona de transtensão) durante os quais foi facilitada a entrada de magma, ocorrendo uma sucessão de eventos alternados de injeções magmáticas/solidificação e falhamentos/ milonitizações inclusive das fases intrusivas; 2) a de que o xenólito represente um fragmento reliquiar da crosta siálica que foi fundida e hibridizada com o magma tholeítico.

Na borda sul (na base) do Complexo Barro Alto, na estrada Ceres - Carmo do Rio Verde, junto ao Córrego Mestre (ponto 2MW601), ocorrem afloramentos de brechas desta fase intrusiva, demonstrando que ela não tem nível privilegiado de instalação. Ali a matriz gabro-norítica a gabro-diorítica apresenta variações composicionais no teor de feldspatos e da biotita em escala de afloramento. Esta variação decorre tanto da evolução metamórfica quanto do efeito de assimilação, como mostram as auréolas de reação entre magma e xenólitos. Aqui também ocorrem xenólitos de diversos tipos: gabro-noritos, ricos em sulfetos, finos a muito finos e tenazes e que, como nas outras brechas, são os mais comuns; piroxenitos e mármore dolomíticos. O xenólito de piroxenito (Foto 13) sofreu metassomatismo K com hidratação. Os xenólitos de mármore e de rochas cálcio-silicáticas mostram auréolas reacionais (Fotos 14,15) geradas na fase magmática e retomadas, com novo equilíbrio mineral, na fase de metamorfismo granulítico.

As brechas descritas permitem concluir que:

- 1) as intrusões com brechas são anteriores à principal granulitização visto que a matriz ígnea está granulitizada;
- 2) o ambiente da intrusão era rúptil e de níveis crustais provavelmente rasos, dados:
  - a) os xenólitos localmente angulosos e variados;
  - b) fácies de metamáficas muito finas, indicando supracrustais ou bordas intrusivas de rápido resfriamento;
- 3) foram envolvidos níveis supracrustais (mármore e cálcio-silicáticas).

Esta ambiência sugere sítios de crosta média a superior (rígida). Dentro desta possibilidade as seguintes origens - que não são, necessariamente, excludentes - podem ser aventadas para os xenólitos máficos finos (os mais comuns):

- 1) meta-basaltos associados com os mármore e metacherts dos demais xenólitos;
- 2) fragmentos de margem resfriada do próprio complexo afundando no magma;

3) diques/sills de diabásio do mesmo magmatismo ou de magmatismo antecedente ao do complexo;

4) fácies resfriadas nos canais de alimentação (em zonas de falhas) de fases intrusivas mais antigas; alguns xenólitos apresentam indícios desta origem pois apresentam-se arredondados.

Os leptinitos e granada sillimanita quartzitos devem ter mais de uma origem em termos de protólitos e de processos geradores: além da origem tectônica vista atrás, poderiam derivar de:

1)blastomilonitos granulíticos derivados de granitóides (Winge & Danni,1994c) como verificado no Complexo Anápolis-Itaçu (ver item 2.5.3);

2)granófiros de nível crustal raso, acima do complexo, estratiforme como ocorre em Bushveld (Willemse,1969), mas aqui sofrendo retrabalhamento crustal e granulitização;

3) meta-vulcânicas a subvulcânicas ácidas associadas com mármore, chert etc.. como remanescentes supracrustais dentro da crosta siálica.

A Sequência Serra da Malacacheta, conforme definida por Fuck et al. (1981) e Danni et al. (1984) compreende um conjunto acamadado de rochas meta-plutônicas diferenciadas, constando de gabros, troctolitos e olivina-gabros coroníticos, anfibolitos grossos bandados, muitas vezes granadíferos, e um espesso pacote de meta-gabro-anortositos e anortositos. Não se verificam rochas de composição intermediária a ácida, contendo xenólitos nesta sucessão. Ela ocorre entre o conjunto granulitizado (Sequência Serra de Santa Bárbara) abaixo e a Sequência Vulcano-sedimentar de Juscelândia acima. As relações de contato são tectônicas, incluindo indentações e lentes tectônicas relacionadas com falhamentos inversos e transcorrências (ver mapa geológico). É notável a ocorrência de uma grande *lente* tectônica de rochas da associação granulítica dentro desta sequência a sudeste de Juscelândia/nordeste de Cafelândia imbricada no meio de falhas anastomosadas que deslocaram o conjunto gabro-anortosítico anfibolitizado.

Contatos normais (não tectonizados) entre um conjunto de gabros, olivina-gabros coroníticos, anfibolitos, microgabros., correlacionados com a Sequência Serra da Malacacheta, e anfibolitos (metabasaltos) da unidade vulcano-sedimentar de Juscelândia são vistos na região da Serra da Figueira que se constitui, assim, em área chave para o estabelecimento correto das relações crono-geológicas de unidades do Complexo Barro Alto e, por decorrência, dos demais complexos conforme já analisado por Winge & Danni (1994a,b).

#### **2.4.3.Relação entre coronitos/metagabros e metabasaltos na Região da Serra da Figueira**

A Serra da Figueira, com cerca de 10x2km de extensão EW, eleva-se a 150m acima da topografia regional, entre os rios das Almas e São Patrício, na porção N-NW do Complexo Barro Alto. Bem visível em imagens de satélite, suas maiores elevações são sustentadas por um micro-gabro, com termos porfiríticos ocasionais e textura diabásica perfeitamente preservados (Fotomicrografias 24,25,26), que ocorrem lado a lado com rochas parcial ou totalmente metamorfizadas à fácies anfibolito.

Entre as rochas associadas com o micro-gabro, destacam-se:

1)anfibolito maciço ou hornblenda gabro médio(Fotomicrografia 23) sem foliação, textura granoblástica, com concentração localizada de fenocristais (blastos?) milimétricos de plagioclásio e fácies pegmatóides esparsas, com hornblenda centimétrica;

2) olivina gabros e metagabros coroníticos. A textura varia de grossa a fina (Fotomicrografias 21,22) e apresenta núcleos de olivina ou de opx e coroas de simplectitos de cpx+espinélio, de granada e de hornblenda;

3) granada anfibolitos maciços a bandados, médios a grossos, com texturas granoblásticas e nematoblásticas.

Esta unidade plutônica da Serra da Figueira faz contato (Figura 2-11), em toda a sua volta, com os anfibolitos finos da Sequência Juscelândia, os quais apresentam quimismo primitivo de crosta oceânica (Danni & Kuyumjian, 1984; Kuyumjian & Danni, 1991; Moraes & Fuck, 1992) e contêm intercalações de metachert. Para o topo, estes metabasaltos da Sequência Juscelândia intercalam-se com ortognaisses dacíticos finos blasto-porfíricos, vulcânicos a subvulcânicos (metagranodiorito), caracterizando, junto com os tholeítos, um magmatismo bimodal próprio de bacias extensionais. Fácies bastante preservadas são ocasionalmente encontradas, como ocorre com o meta-riodacito e meta-dacito no Córrego do Coité perto da barra com o Rio São Patrício, 12 km a NE de Rubiataba. Subindo na estratigrafia, diminuem os anfibolitos e os meta-dacitos que dão lugar a cianita granada-biotita-muscovita xistos (metapelitos), localmente com feldspato reliquiar (meta-vulcanoclásticas). Quartzo-granaditos, gonditos e metachert, geralmente sulfetados e cálcio-silicáticos, ocorrem como níveis centi/decimétricos dentro dos xistos. Algumas das ocorrências de granada anfibolitos finos correspondem a *sills* e diques (estes truncam a superfície S0 dos xistos metapelíticos), representando recorrências do magmatismo básico, porém, em sua maior parte correspondem a supracrustais (derrames basálticos) que em certos pontos transicionam para ou associam-se com fácies anfibolíticas mais aluminosas (com biotita e quartzo), provavelmente, vulcanoclásticas.

A variabilidade textural dos gabro-coronitos grossos para microgabros diabásicos, juntamente com a ocorrência entremeada de fácies hidratadas estáticas com fases pegmatóides e fácies de alterações carbonáticas e escapolíticas na Serra da Figueira são significativamente análogas ao que ocorre na interface das camada 2 e 3 da crosta oceânica de rápido resfriamento magmático e com algum afluxo convectivo de água do mar. Não foram encontradas estruturas *sheeted dikes*.

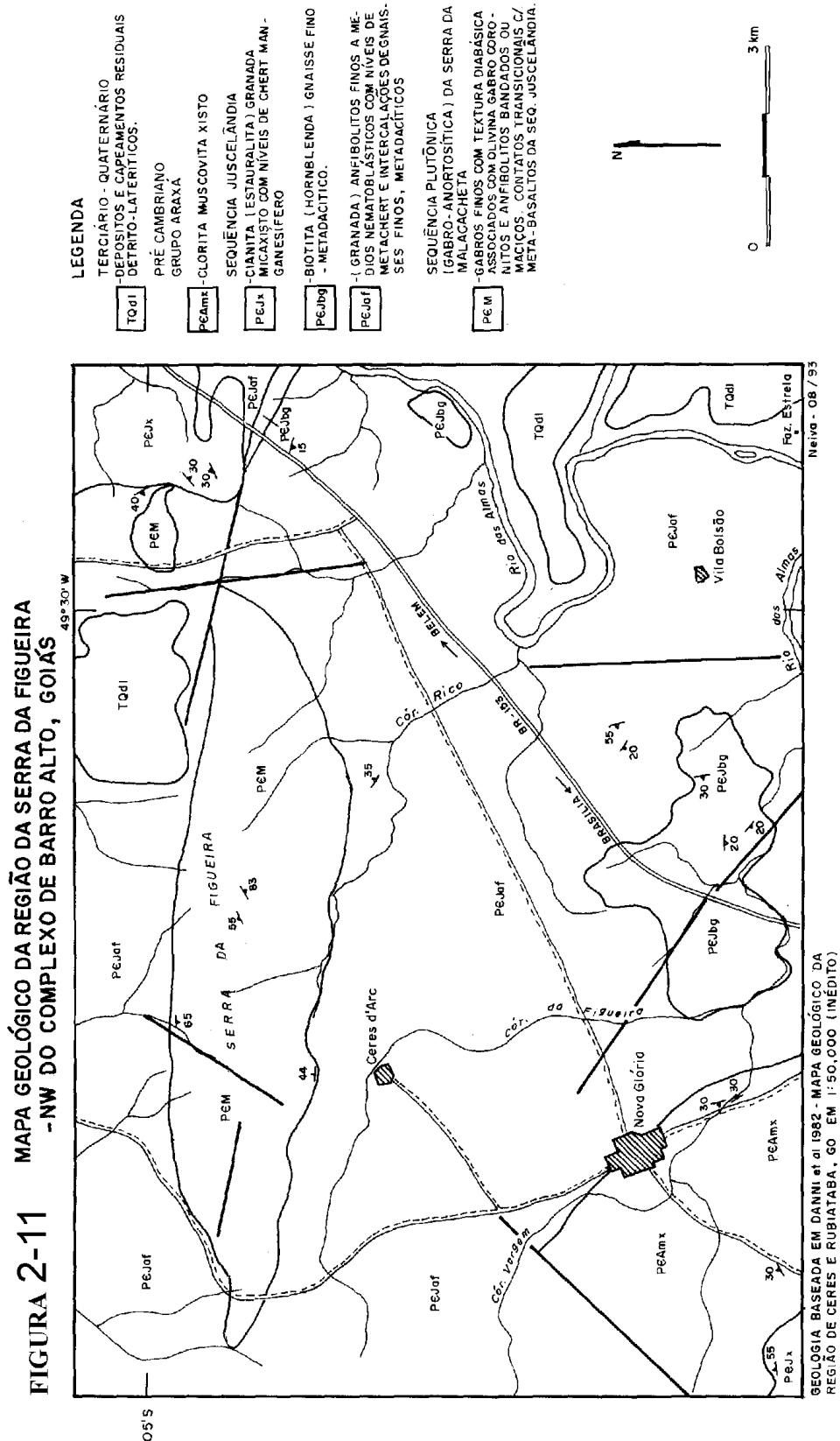
Granada anfibolitos grossos a médios, bandados, ocorrem em estreitas faixas a sul e a norte da Serra da Figueira. Todas estas rochas enumeradas, à exceção dos termos diabásicos preservados, são análogas às que formam a Sequência Serra da Malacacheta que ocorre, no mesmo lineamento direcional E-W, 20 km a leste da Serra da Figueira (ver Figura 2-9 e mapa geológico regional). Na área tipo da Sequência Serra da Malacacheta, estes granada anfibolitos formam uma faixa com limites tectônicos entre os terrenos granulíticos e os terrenos supracrustais (anfibolitos finos, gnaisses finos e xistos) da Sequência Juscelândia.

A comparação de assinaturas de ETR e elementos incompatíveis entre amostras de metabasalto Juscelândia e de gabro diabásico da Serra da Figueira (Figura 6-7) mostra padrão idêntico, atestando a cogeneticidade magmática entre as rochas das duas sequências, conforme já salientado por Winge & Danni (1994a,b).

Moraes et al. (1994) determinaram condições metamórficas de 520°C e 5,5 kbar para a Sequência Juscelândia e de 720°C e 8,5 kbar para a Sequência Serra da Malacacheta na região de Cafelândia, inferindo uma descontinuidade crustal de cerca de 12 km (200°C e 3 kbar) entre as duas sequências. Isto, junto com os padrões horário e anti-horário de evolução metamórfica das duas sequências inferidos por esses autores, indicariam que a Sequência Juscelândia deve ser tratada à parte do Complexo Barro Alto. Entretanto, como visto atrás ao se analisar a geologia da Serra da Figueira, as duas sequências são coevas, uma supra e outra infracrustal de um mesmo “oceano Juscelândia”.

Cabem os seguintes comentários para a discussão deste ponto polêmico:

1) na região estudada pelos autores, Cafelândia, ocorrem lentes tectônicas de granulitos encravadas na faixa anfibolítica da Sequência Serra da Malacacheta e que são análogas a lentes tectônicas de granulitos parcial ou totalmente retrometamorfizados para anfibolitos e xistos verdes (filonitos) encravadas em gnaisses filonitizados de embasamento e xistos Juscelândia e Araxá mais a W do Complexo Barro Alto (e.g. 15 km a E de Rubiataba). Nestas fatias tectônicas tem-se impressa a evolução diaforética (uralitização principalmente) dos granulitos que é comum, também, nos *contatos transicionais* entre granulitos da



ocorrem próximos ou seja nas zonas de contatos tectônicos que sofreram cisalhamento dúctil em alto grau e com acesso de água. Deve ser lembrado que quando a crosta é submetida a esforços tectônicos, a reologia diferencial entre um complexo máfico-ultramáfico anidro, um pacote gabríco-amfibolitizado e um embasamento granito-gnáissico proporcionará *boudinagem* e transposições do material mais competente (complexo máfico-ultramáfico) em várias escalas, favorecendo a ocorrência de lentes tectônicas nos planos de cisalhamento;

2) mesmo que a amostra analisada seja da Sequência Serra da Malacacheta e não um enclave tectônico diaforético trazido de maiores profundidades, a descontinuidade de cerca de 10 km teria ocorrido *após* o pico de metamorfismo, quando o Complexo Barro Alto foi alçado por eventos tectônicos. Assim sendo, a descontinuidade não é estratigráfica mas sim de blocos crustais com paragêneses metamórficas congeladas da fase anterior à ascensão, quando teria ocorrido fatiamento do complexo;

3) nos granulitos as paragêneses tipomorfas registram eventos metamórficos de alto gradiente geotérmico enquanto as paragêneses diaforéticas superpostas (*e.g.* hornblenda e granada sobre opx e plagioclásio; biotita+sillimanita/cianita sobre cordierita; granada sobre biotita; estauroлита sobre biotita+sillimanita.. - ver Cap.5) revelam condições termodinâmicas e de fluido idênticas às que metamorfizaram as sequências Serra da Malacacheta e Juscelândia: gradiente metamórfico tipo barroviário;

4) o mapeamento de isógrads pela espessura de pacotes crustais pode apresentar problemas como: a) falhas inversas mais jovens que o metamorfismo e transversais aos planos das isógrads, omitindo ou duplicando conjuntos de rochas; b) metamorfismo e/ou eventos deformacionais de idades diferentes ou de sítios diferentes registrados em blocos reunidos por tectonismo superimposto;

5) a região dos complexos corresponde a sítio de sutura litosférica (Assumpção et al.,1985; Marangoni,1994), sendo plausível que blocos da crosta primitiva tenham sido duplicados também em fase tectônica anterior à do pico de metamorfismo (*underthrust* extensional, por exemplo), aumentando a sua espessura para valores acima dos de uma crosta oceânica normal o que justificaria os valores correspondentes à descontinuidade crustal detectados por Moraes et al. (op.cit.).

## 2.5.COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUCU

### 2.5.1. Introdução

O Complexo Anápolis-Itaçu (Marini et al.,1984a,b) corresponde à extensão NW do Cinturão Granulítico Alfenas de Almeida (1981). Estende-se (ver Figura 2-12 e mapa geológico regional) da região de Heitorai, Itaguaru, Jaraguá, Anápolis,Itaçu, sua área tipo, para sudeste, seguindo o *trend* estrutural regional impresso pelas deformações proterozóicas, até a região de Santa Cruz de Goiás, onde foram mapeados granulitos retrometamorfizados em faixas de cisalhamento por Leonardos et al. (1986;1990). Define-se assim uma faixa NW-SE de forma irregular com cerca de 260 x 70 km para este complexo granulítico. É possível, como sugerido por Almeida (1981), que ele continue até a junção tríplice do Maciço de Guaxupé, sob a cobertura metassedimentar proterozóica e/ou se encontre descaracterizado por diaftorese e milonitização.

Na presente pesquisa foram realizados perfis de reconhecimento na parte norte do complexo e um mapeamento de semi-detalle (Cap 3) de uma área com cerca de 1.000 km<sup>2</sup> a W de Itaçu, onde verificou-se a inserção de terrenos anfibolíticos definindo-se um bloco granulítico separado (Bloco Capelinha, ver Cap.3 e Fig.2-12, 3).

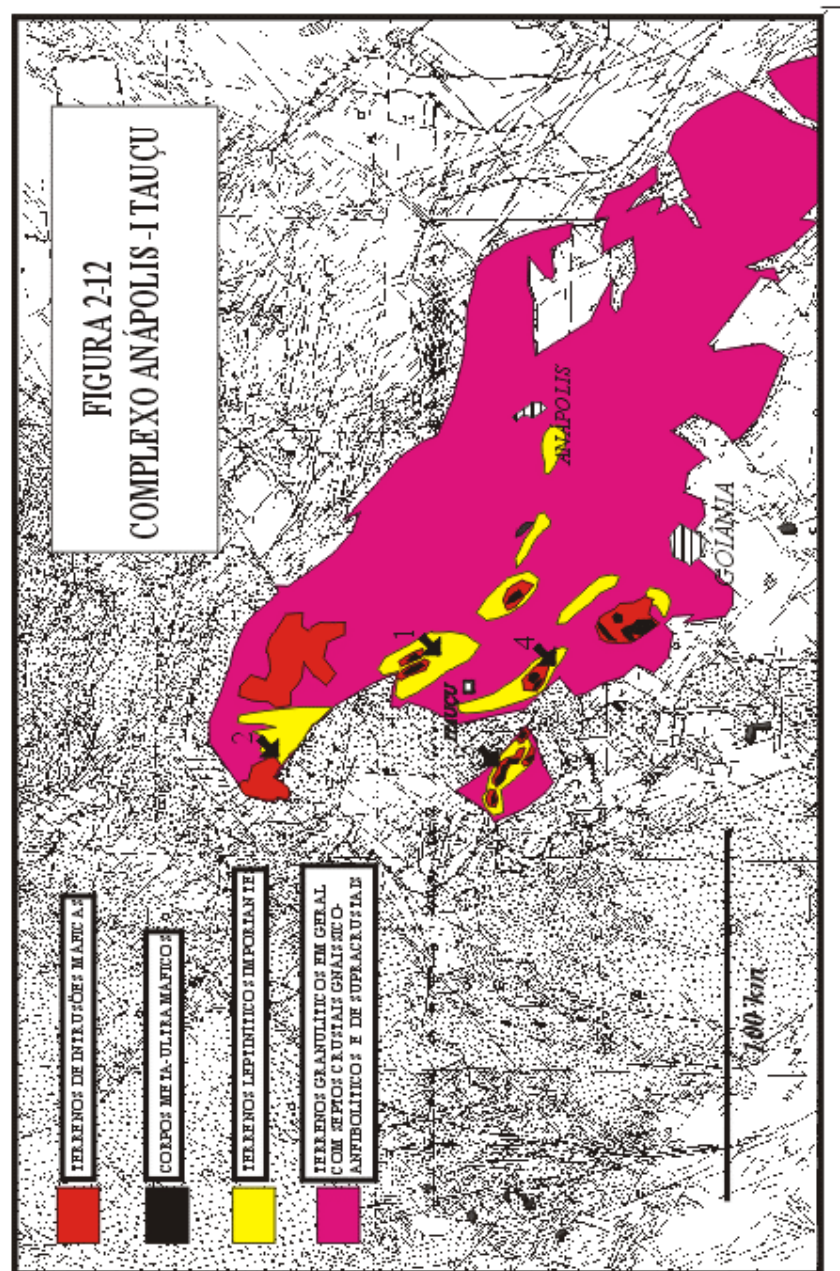
A região do Complexo Anápolis-Itaçu e de faixas metassedimentares dobradas que se associam têm sido objeto de diversos levantamentos geológicos, como os projetos Brasília, GoiâniaII, Pontalina, Cromínia-Mairipotaba..

Nilson & Motta(1969) mapearam na escala de 1/50.000 a região entre Goiânia, Trindade e Caturai, delimitando no Complexo Basal um conjunto “piroxenítico e gnáissico gábrico” granulitizado que compõe um complexo máfico-ultramáfico de mais de 11 x 14km na região de Goianira-Trindade. Mapearam, também, corpos de leptinitos, formando dois alinhamentos a E e SW desse complexo, inseridos em piroxênio gnaisses e outras rochas do embasamento, xistos e quartzitos do Grupo Araxá e uma intrusiva, o Granodiorito Serra da Pedra. Ao sul desta serra e junto ao corpo de piroxenito mapearam um “calcário cristalino... composto de calcita e grãos arredondados... Porções angulares e irregulares parecendo seixos se destacam na superfície dos grandes blocos aflorantes”.

Veiga et al.(1986) distinguiram na faixa granulítica Anápolis-Itaçu seis complexos granulíticos (Anápolis, Nerópolis, Damolândia-Taquaral, Itaguaru-Heitorai, Araçu, Água Clara) constituindo blocos tectônicos de formas poligonais, compostos por sequências de rochas ultramáficas-máficas e supracrustais ácidas e que consideraram semelhantes, mas em menor escala, com o Complexo de Barro Alto. Propuseram, também, uma nova unidade: a Sequência Meia Ponte, de natureza vulcano-sedimentar, com ocorrência no entremeio desses complexos granulíticos. Na região ao norte de Goiânia, onde foi indicada esta sequência por aqueles autores, ocorrem quartzitos, granada leptinitos, cálcio-silicáticas .. intercaladas com rochas meta-máficas, mas no conjunto granulítico. Na região a leste de Anicuns, a Sequência Meia Ponte corresponde, maiormente, a terrenos do tipo *greenstone* (Sequência Anicuns-Itaberaí de Barbosa,1987).

Wolff (1991) estudou uma parte destes terrenos granulíticos, na região que engloba Anápolis, Goiânia, Campestre e Itaçu com ênfase em determinações petrográficas, litogeoquímicas e geo-termométricas. Em seu mapa de integração regional reconhece: sequência metassedimentar, sequência vulcano-sedimentar, rochas plutônicas e outras do complexo metamórfico, além de rochas plutônicas ácidas e ultramáficas. Calcado no mapa metalogenético da CPRM (Valente,1986), posiciona a sequência vulcano-sedimentar entre os terrenos granulíticos e os metassedimentares psamito-pelíticos da região a norte de Anápolis onde Strieder(1989) reconheceu região de sutura crustal com *mélange* ofiolítica associada ao Grupo Araxá.

A análise lito-geoquímica dos granulitos estudados por Wolff (op.cit.), indicou a ocorrência de tholeítos oceânicos de dois tipos, além de uma sequência calcialcalina. A associação de magmatismo tholeítico e calci-alcalino com prováveis metassedimentos pelito-grauváquicos, evoluídos para fácies anatéxicas granulitizadas, levou aquele autor a propor que o conjunto poderia representar raízes de *greenstone belts* retrabalhadas em um arco magmático de margem continental ativa. Com base nos dados de química mineral, esse autor



sugeriu a possibilidade de terem ocorrido dois eventos de granulitização no Complexo: o primeiro de baixa pressão e o segundo de média a alta pressão com  $T \sim 800^{\circ}\text{C}$ .

A CPRM vem realizando mapeamento sistemático do Centro-sul de Goiás (PLGB em escala 1:100.000) e que envolve parte do Complexo Anápolis-Itauçu.

### 2.5.2. Comparação com os complexos ao norte da Mega-inflexão dos Pireneus

Os terrenos granulitizados que ocorrem ao norte da Mega-inflexão dos Pireneus apresentam-se como grandes complexos máfico-ultramáficos, com fácies intermediárias a ácidas subordinadas; as fácies granulitizadas restringem-se às regiões dos complexos máfico-ultramáficos, enquanto que no Complexo Anápolis-Itauçu os corpos máfico-ultramáficos são menores e inseridos em ampla área de granulitos ácidos e de rochas de retrabalhamento crustal, sem mostrar uma compartimentação geotectônica tão bem definida quanto aquelas do norte.

A ocorrência mais frequente de fácies ácidas a intermediárias (khondalitos, leptinitos, gnaisses enderbíticos e charnockíticos) no Complexo Anápolis-Itauçu propiciou uma maior incidência de processos de mobilização anatética. Em consequência, aí são comuns os gnaisses granitóides, charnockíticos, enderbíticos, mangeríticos, etc.. associados com anatexitos e migmatitos que apresentam lentes e *boudins* desde centi-decimétricos a métricos de restitos granulíticos máficos e ultramáficos, geralmente retrometamorfizados, com hidratação e metassomatismo variável (anfíbolitos, actinolitos, serpentina-talco xistos, biotititos..) em estruturas agmatíticas, bandadas ou em *schlieren*.

Apesar destas diferenças, o quadro geológico do Complexo Anápolis-Itauçu mostra certas analogias com o dos segmentos ao norte:

1- tem-se, a oeste, terrenos TTG-*greenstone* representados pelo *greenstone belt* de Goiás e seu embasamento granito a tonalito gnáissico que se continuam para leste-sudeste (Sequência Anicuns-Itaberaí na área detalhada), onde ocorrem em contatos falhados com os terrenos granulíticos;

2- ocorre complexo gabro-anortosítico (Complexo Santa-Bárbara, Silva, 1991) especialmente associado com os granulitos, semelhantemente ao que ocorre, por exemplo, no Complexo Barro Alto, com a Sequência Serra da Malacacheta, gabro-anortosítica;

3- na região de Mossâmedes e Sanclerlândia, a oeste dos terrenos granulíticos, ocorre a Sequência Vulcano-sedimentar de Mossâmedes metamorfizada, na fácies anfíbolito de média pressão. Fora da área-tipo, ela confunde-se com os *greenstone belts*, por um lado, e com os metassedimentos mais jovens do Grupo Araxá, por outro, visto ocorrer em uma região com tectônica complexa com imbricações de várias unidades. Foi considerada como sendo do Grupo Araxá do Meso a Neoproterozóico (Danni et al, 1973; Danni et al. 1981; Simões, 1984; Barbosa, 1987) mas as datações de Fuck & Pimentel (1990) indicaram idades do Paleoproterozóico. Representa a evolução de área oceanizada a oeste do complexo de forma semelhante ao que se dá com as sequências de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis (tardi a pós-transamazônicas?) que se dispõem tectonicamente acopladas a oeste dos complexos máfico-ultramáficos.

4- o Grupo Araxá com suas fácies típicas de xistos, quartzo-xistos, cálcio-xistos, etc.. de baixo grau metamórfico, aqui também ocorre como cobertura descolada a oeste dos granulitos, onde compõe a Serra Dourada a oeste-noroeste, e como lascas tectônicas engavetadas em zonas de falhas.

### 2.5.3. Características do Complexo Anápolis-Itauçu em sua porção setentrional

Neste tópico serão feitas observações geológicas sobre o segmento granulítico citado, incluindo aspectos do contexto regional em que o mesmo se insere.



Os contatos das rochas de alto grau do Complexo Anápolis-Itauçu com a sequência metassedimentar Araxá são de natureza tectônica. Assim, por exemplo, ao sopé da Serra do Altamiro, do conjunto orográfico da Serra Dourada, próximo de Heitorai (pontos 2MW82,83,604) tem-se leptinitos *xistificados* e milonitizados que se confundem com os xistos e quartzo-xistos Araxá que ocorrem na serra.

Nas circunvizinhanças de Anápolis, onde foi identificada uma sequência vulcano-sedimentar (Valente,1986; Wolff,1991), ocorrem rochas granulíticas ácidas e máficas xistificadas em resposta à forte tectônica com falhamentos transcorrentes e inversos. É possível que parte do que foi interpretado como sequência vulcano-sedimentar tenha essa origem diaforética vistas as semelhanças entre as fácies retrometamórficas, hidratadas e dinamicamente recristalizadas das faixas de cisalhamento e as fácies meta-vulcânicas (metabasitos) que aí existem entremeadas com quartzitos, restos ofiolíticos e xistos da base do Grupo Araxá, conforme mapeamentos anteriores (*e.g.* Strieder, 1989).

Contatos com várias outras unidades como, por exemplo, terrenos granito-*greenstone*, meta-plutônicas., também são demarcados por fácies de metamorfismo dinâmico (ver próximo capítulo).

As intrusões máfico-ultramáficas de Gongomé, Americano do Brasil, Mangabal I e II, etc.. ocorrem a W, fora do domínio granulítico. Elas compõem com os corpos máfico-ultramáficos granulitizados (Faz. Conceição, Água Clara e associados, Araçu, Goianira..) um conjunto de intrusões referido por Pfrimer et al (1981) como Província Máfica-ultramáfica do sul da Serra Dourada. Este conjunto acompanha lineamentos direcionais que conformam um *arco* em semi-circunferência aberta para o sul, com mais de 100 km de extensão e que apresenta falhas inversas, cuja disposição sugere esforços radiais. Este alinhamento tectônico sugere, realmente, correlação magmática, conforme foi também proposto por Veiga et al (1986) quando compararam o Complexo Americano do Brasil (anfibolitizado) com os complexos de Nerópolis e Damolândia (granulitizados). Entretanto, há diferenças significativas de magmatismo (Nilson,1984;1992) e de *emplacement* geotectônico entre os corpos sediados no domínio granulítico e os demais, o que leva a separá-los em suítes ou conjuntos distintos. Outros alinhamentos de corpos intrusivos máfico-ultramáficos são perceptíveis na escala regional (Heitorai- Sa. do Brandão ou Taquaral -Damolândia; Itaguaru - Rodrigo do Nascimento - Hinterlândia no domínio granulítico), porém faz-se necessário um maior esforço de cartografia geológica em escala adequada e litogeoquímica para melhor identificação e correlação desses corpos, que se dispõem sub-paralelamente a alinhamentos de falhas inversas.

Cândia et al (1991) determinaram condições de metamorfismo granulítico que gerou *coronas* posteriormente a uma fase de deformação da olivina no complexo de Mangabal. Entretanto, como as encaixantes apresentam metamorfismo regional de baixo grau (Danni et al,1973) e as intrusões não apresentam, aparentemente, aloctonia significativa, pode-se concluir que estas condições de metamorfismo granulítico foram circunscritas às intrusões.

Por vezes, os limites das rochas granulíticas com rochas granito-gnaissicas consideradas do embasamento são problemáticos, posto que mascarados pela superposição de processos anatécicos nas rochas do Complexo Anápolis-Itauçu, de tal forma que parte de áreas que tem sido mapeadas como de embasamento (*e.g.* gnaisses e xistos a leste da Serra de Jaraguá e na região de Petrolina, São Francisco e ao norte de Nerópolis) são de terrenos granulíticos retrabalhados por migmatização ou anatexia. É o que ocorre, por exemplo, na pedreira de Jaraguá onde neossoma granito-granodiorítico, contendo segregações pegmatíticas quartzosas e feldspáticas com sulfetos e quartzo azulado envolve em estrutura agmatítica (Fotos 24,25) a estromática um paleossoma metadiorítico com xenólitos biotita-anfibólicos. Cerca de 500m ao sul da pedreira, encontram-se granulitos máficos gábricos a gabrodioríticos (ponto 2MW54) com fases anatécicas e retrometamórficas (Fotomicrografia 27) hidratadas subordinadas.

Há uma grande variação de fácies no complexo: gnaisses de diversos tipos e composições (charnockitos, kinzigitos, plagioclásicos, lamboanitos, leptinitos..) apresentam frequentemente conspícuas bandas, lentes, *boudins*.. decimétricas a decamétricas de material máfico e ultramáfico o qual pode apresentar estrutura brechóide, com fragmentos geralmente arredondados devido ao cisalhamento dúctil que afetou estas misturas de rochas. As Fotos 18 a 20 e 52 a 54 mostram o resultado deste tipo de evolução estrutural complexa, com duas ou mais fases reológicas bem diferenciadas.

A fácies típica dos leptinitos é aplitóide, textura granoblástica ou *flaser* fina, cores claras cinza amareladas ou avermelhadas; azul-esverdeadas onde frescos; homogênea ou com bandamento inconspícuo. Transições para fácies hidratadas migmatíticas e miloníticas são comuns. Podem ser encontrados por extensões quilométricas, com grande homogeneidade e texturas finas a muito finas como, por exemplo, entre Araçu e Itauçu e entre Itauçu e Santa Rosa.

Estes terrenos ácidos apresentam, muitas vezes, lentes, *camadas*, *boudins* e faixas de granulitos máficos finos. Podem transicionar ou conter intercalações de granada-sillimanita quartzitos e quando essa associação de rochas é acompanhada por rochas cálcio-silicatadas (e.g. ponto 2MW5 a N de Nerópolis) a interpretação, evidente, é de que os protólitos foram supracrustais. Decorre daí a interpretação frequente de que as rochas máficas finas são metabasaltos e as fácies de leptinitos, meta-vulcânicas ácidas.

Sem descartar esta possibilidade, é comum existirem evidências de protólitos plutônicos como ocorre, por exemplo, na região de Heitorai, na subida das Serras Capim Puba e Mata Pará (Foto 32, ponto 2 na Fig.2-12) onde se dá a associação de granulitos ácidos (granada sillimanita leptinitos, kinzigitos.. com texturas blasto-miloníticas e miloníticas) com granulitos básicos intrusivos, de granulação média a fina.

A associação de complexos máfico-ultramáficos com leptinitos é vista, também, em vários outros locais do Complexo Anápolis-Itauçu: Fazenda dos Paulistas (intrusão Água Clara/Faz.Conceição, ponto 3 da Fig.2-12); Serra do Brandão; a oeste de Goianira; a leste de Araçu (ponto 4 da Fig.2-12, onde o leptinito apresenta assinatura de ETR dos TTG arqueanos: ver Cap.6); Itauçu,etc.. Neste tipo de associação, as fácies ácidas, leptinitos por vezes muito silicosos, resistem mais ao intemperismo e dispõem-se, preferencialmente, em áreas serranas, enquanto que as intrusões máficas, mais suscetíveis ao intemperismo, afloram nas baixadas. Os corpos máfico-ultramáficos apresentam-se variavelmente rompidos e desarticulados por forte tectônica de rasgamentos direcionais e tangenciais.

A sul da Serra do Brandão, no local Mato de Dentro (1 na Fig.2-12), entre Itauçu e Santa Rosa, (pontos 2MW619,620,621,622) tem-se, com segurança, a chave para a origem de, pelo menos parte, dos leptinitos. Aí ocorre um meta-granito grosso transformado em sillimanita granada biotita gnaiss com sub-grãos submilimétricos de quartzo e de feldspato K achatados e crenulados que varia lateralmente para fácies de leptinitos típicos (Foto 33 e fotomicrografias 35,36). No sopé da Serra do Brandão, próxima deste local, ocorre a intrusão máfico-ultramáfica (da Serra do Brandão ou Taquaral) encaixada em leptinitos variavelmente muscovitizados que formam o topo da serra.

Esta situação geológica demonstra que a colocação das intrusões máfico-ultramáficas deu-se em crosta de natureza granítica (continentalizada). As ocasionais ocorrências de rochas supracrustais (cálcio-silicatadas, mármore) incluídas nos leptinitos e granitóides granulitizados representam, assim, restos de sequências supracrustais embutidos na crosta siálica retrabalhada. Consequentemente, nesta evolução polifásica, as meta-ultramáficas e meta-máficas finas que ocorrem em *schlieren*, *boudins*, lentes,etc., associadas com gnaiss, podem ter duas origens principais:

- 1) vulcânicas de associação granito-*greenstone*;
- 2) apófises, diques, *sills*.. (arqueanos ou mais jovens) intrusivos na crosta estirada e, posteriormente, com o metamorfismo, transpostos na massa siálica encaixante.

Entre estas duas possibilidades, a 2ª hipótese, origem em ambiente intracrustal, é mais consistente para a maior parte dos casos, vista a ubíqua ocorrência *bimodal* leptinito-granulito máfico fino, com variações muito rápidas (contatos abruptos), na escala métrica.

Registra-se, também, o desenvolvimento de extenso plutonismo, máfico a ácido, eventualmente sienítico (e.g. ponto 2MW21), dentro e fora dos domínios granulíticos. Com fácies fortuitamente preservadas, as rochas derivadas deste plutonismo transformaram-se, com deformações e metamorfismo sucedente ao metamorfismo granulítico, em anfibolitos, hornblenda gnaisses, biotita gnaisses.. que se confundem, em contatos tornados transicionais pelo retrabalhamento tectônico e hidratação, com as rochas granulíticas retrometamorfizadas encaixantes. É possível que em alguns locais existam transições metamórficas prográdantes entre granulitos e estas intrusivas na fácies anfibolito. Entretanto, as zonas com hidratação e ocorrência de fácies com xenólitos (detalhados no próximo tópico) indicam um lapso de tempo entre os eventos granulitização e anfibolitização, com fase plutônica no entremeio.

Associadamente a esse plutonismo, ocorreram processos pneumatolítico/hidrotermais pré a pós tectônicos, afetando tanto as rochas granulíticas quanto as intrusivas, originando *greisens*, biotititos, actinolititos, pegmatitos diversos..como, por exemplo, próximo ao sul da cidade de Petrolina, onde ocorre uma rocha a base de biotita e quartzo, isótropa, derivada, provavelmente, de pneumatólise e metassomatismo potássico sobre rocha meta-máfica. Pode-se, assim, verificar que tais processos ajudaram a camuflar terrenos originalmente de alto grau, dificultando o entendimento da organização estratigráfica/estrutural.

A disposição tabular de talcito alterado a NE de Nerópolis (Foto29) com bordas reacionais de cloritito com a encaixante, um gnaiss greisenizado e pegmatitizado que apresenta restitos de leptinito, lembra as ocorrências de diques ultramáficos komatiíticos (talcificados, actinolitizados, cloritizados ou biotitizados em eventos mais jovens) que cortam o embasamento granito-gnáissico de *greenstone belt*, a exemplo do que acontece junto da cidade de Goiás. Isto sugere que terrenos granulíticos gnáissicos com lentes, *boudins*.. máficas e ultramáficas possam ter se originado também a partir da granulitização do embasamento granito-gnáissico dos *greenstone belts* com suas rochas filonianas antigas.

O mármore mapeado por Nilson & Mota (1969), ocorre (ponto 2MW607) com mais de 30 m de extensão e apresenta estrutura de brecha com fragmentos centimétricos a decimétricos, muitas vezes angulosos (Foto 59). Os fragmentos são de biotita-gnaisses, piroxênio-gnaisses e cálcio-silicatadas que se destacam, com formas caprichosas, na superfície de intemperismo. A textura é granoblástica, sendo notável que os minerais cálcio-silicáticos, possam ocorrer com formas perfeitamente arredondadas. Interpretado preliminarmente como possível rodingito por A.A.Nilson (com.verbal) parece-nos, porém, tratar-se de mármore metassedimentar submetido a deformações intensas em alto grau, responsáveis pela textura e estrutura com *boudinage* e brechação de níveis e massas silicáticas, rúpteis, no meio de carbonatos altamente plásticos.

A ocorrência próxima de terrenos granito-*greenstone* (Sequência Anicuns-Itaberaí) com significativa participação de mármore e o padrão de ETR de alguns leptinitos (Cap.6) permite aventar-se que entre os protólitos dos terrenos granulíticos estejam os terrenos TTG e *greenstone* correlatos dos que ocorrem a oeste. Idades em torno de 2,6 Ba. pelo método Rb-Sr foram obtidas pela CPRM (Lacerda Filho & Oliveira,1994) para gnaisses deste complexo granulítico, o que confirma a participação de crosta arqueana na estruturação do Complexo Anápolis-Itauçu.

### 3. O COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU A OESTE DE ITAÚÇU

#### 3.1. INTRODUÇÃO

A área alvo de detalhamento geológico (mapa geológico anexo) situa-se entre as cidades de Americano do Brasil, Itaúçu, Araçu, Anicuns. Nela estão presentes as unidades estratigráficas indicadas no quadro a seguir:

#### **QUADRO 3.1 - ESTRATIGRAFIA LOCAL**

|                                                            |                                                                                                                                                                                                                                                |
|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>T-Q</b>                                                 | capeamentos detrítico-lateríticos, aluviões...                                                                                                                                                                                                 |
| <b>Cretáceo</b>                                            | diques e <i>sills</i> de diabásio; magmatismo Serra Geral.                                                                                                                                                                                     |
| <b>Paleo-Mesoproterozóico</b>                              |                                                                                                                                                                                                                                                |
| <b>Grupo Araxá</b>                                         | Granada biotita muscovita xistos e quartzitos (meta-pelitos e arenitos maduros)                                                                                                                                                                |
| <b>Paleoproterozóico</b>                                   |                                                                                                                                                                                                                                                |
| <b>Sequência Vulcano-sedimentar Mossâmedes</b>             | Anfibolitos, granada biotita xistos feldspáticos, gnaisses                                                                                                                                                                                     |
| <b>Arqueano</b>                                            |                                                                                                                                                                                                                                                |
| <b>Sequência Anicuns-Itaberaí (<i>greenstone belt</i>)</b> | Xistos ultramáficos, anfibolitos, metachert, talco-xistos, clorita-xistos, mármore calcítico, <i>bif</i> manganêsífero, biotita-hornblenda xistos, epidoto biotita gnaisses finos (meta-dacitos...).                                           |
| <b>Embasamento Granito-gnáissico</b>                       | Gnaisses granodioríticos, ocelares, frequentemente milonitizados (xistificados), localmente apresentando bandas e <i>shlierens</i> biotíticos (diques máfico- ultramáficos metassomatizados?), e tremolitito ( <i>stock</i> meta-piroxenito?). |

Além dessas unidades estratigráficas foram cartografadas as seguintes unidades litodêmicas (conceito do Código Estratigráfico Americano, Prothero, 1982):

#### **QUADRO 3.2 - UNIDADES LITODÊMICAS**

|                                                                   |                                                                                                                                                                                   |
|-------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>SUPERSUÍTE PLUTÔNICA AMERICANO DO BRASIL</b>                   | desdobrada em:                                                                                                                                                                    |
| <b>Suíte Gabro-diorítica (inclui maciços máfico-ultramáficos)</b> |                                                                                                                                                                                   |
| <b>Suíte Tonalito-granítica</b>                                   |                                                                                                                                                                                   |
| <b>COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU</b>                                   | subdividido em dois domínios:                                                                                                                                                     |
| <b>Terrenos Granulíticos (Blocos Capelinha e Anápolis-Itaúçu)</b> |                                                                                                                                                                                   |
| <b>Terrenos Gnáissico-anfibolíticos.</b>                          | (Massas plutônicas metamorfizadas estão envolvidas no Complexo e, provavelmente, correlacionam-se em parte com a Supersuíte Plutônica Americano do Brasil de idade Proterozóica). |

Entre os trabalhos anteriores que enfocaram a área de interesse deste mapeamento, destacam-se, entre outros, os de Oliveira & Bittar (1971), Bressan (1977), Nunes (1990), Silva (1991), Nilson (1992). Diversos trabalhos foram desenvolvidos em locais próximos, envolvendo unidades de interesse da área detalhada, muitos já relacionados no capítulo anterior, como os de Nilson & Motta (1969), Danni et al. (1973, 1981), Nilson (1984), etc... Destacam-se os de Simões (1984) e de Barbosa (1987), que mapearam a região de

Mossâmedes, a oeste da presente área. Ressalvando-se as idades atribuídas para as sequências Serra Dourada, as correlações estratigráficas, diferentes das assumidas no presente trabalho e a variação litológica para fácies com maior granitização da Sequência Mossâmedes, a coluna de Barbosa (op.cit.), apresentada a seguir com estas modificações, pode ser considerada *Tipo* para a região:

### **QUADRO 3.3 - ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO MOSSÂMEDES-ANICUNS (modificada de BARBOSA,1987)**

#### **Mesoproterozóico**

##### **--Grupo Araxá (Sequência Serra Dourada)**

- =>quartzitos finos, micáceos, intercalados com sericita xistos, clorita- quartzo/xistos turmaliníferos, sericita xistos quartzosos
- =>quartzito branco, médio, levemente micáceo, contendo níveis conglomeráticos no topo, os quais são localmente portadores de ouro e diamante
- =>clorita xisto turmalinífero, milonitizado

#### **Paleoproterozóico**

##### **--Sequência Mossâmedes**

- =>**Unidade Metavulcânica de Topo:** nível vulcanoclástico de composição ácida, intercalado nos metapelitos
- =>**Unidade Metapelítica:** biotita-clorita-muscovita xistos, biotita calcioxistos, biotita xistos grafitosos, granada-muscovita-biotita xistos com intercalação decimétricas mais quartzosas;
- =>**Unidade Ribeirão Izidoro:**
  - III: metacherts brancos portadores de sulfetos
  - II: tufos ácidos representados por muscovita xistos, cianita-muscovita xistos clorita-muscovita xistos, lapili-tufos;
  - I: gnaisses leucocráticos portadores de anfibólio;
- =>**Unidade Anfibolítica:** anfibolitos e anfibólio xistos, representando rochas metabásicas e meta-intermediárias;

#### **Arqueano**

##### **--Sequência Anicuns-Itaberaí**

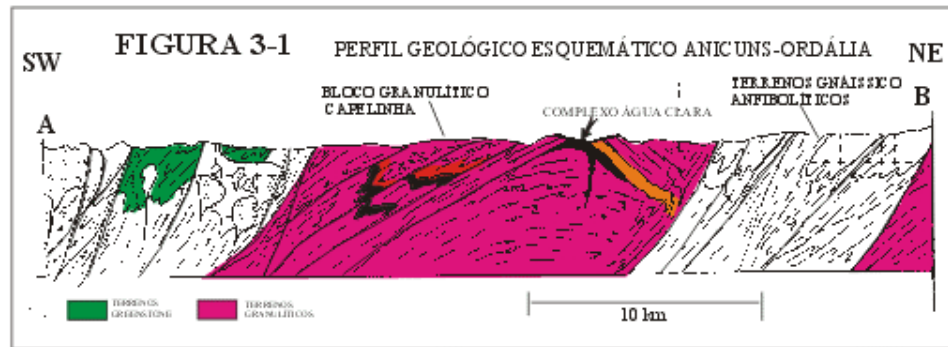
- =>**Unidade Metaquímica:** metacherts puros e impuros, meta-ritmitos quartzosos, com lentes de rochas metavulcânicas básico-ultrabásicas de composição komatiítica e de mármore
- =>**Unidade Meta-pelito-tufácea:** clorita xistos porfiroclásticos com níveis enriquecidos em Fe e turmalina na base, muscovita xistos feldspáticos.
- =>**Embasamento Granito-gnáissico:** biotita gnaisses, hornblenda gnaisses com veios trondjemíticos. Rochas localmente cataclásticas.

As fases plutônicas, descritas adiante, tiveram expressão em vários ciclos, envolvendo as unidades acima.

A estruturação da área é bastante complexa, com falhas transcorrentes e de cavalgamento associadas; sobressai, uma direção de transporte (lineações de estiramento) em N40 a 70W com vergência dirigida para leste-sudeste.

O perfil esquemático AB (Figura 3-1) apresenta os contatos e a interpretação estrutural envolvendo as unidades da área.

Os terrenos supracrustais de diversas idades têm ocorrência preferencial condicionada a uma faixa (Lineamento Serra da Gibóia) limitada por falhas, orientada em NNW-SSE entre Itaberaí e Anicuns e que corresponde ao prolongamento, algo deslocado, da *calha* do *Greenstone Belt* de Goiás que ocorre cerca de 30 km a NW desta área.



A

leste de Americano do Brasil, ao longo deste lineamento, tem-se o contato extremamente falhado entre terrenos de *greenstones* e de granulitos. Milonitos e blasto-milonitos das rochas dessas unidades e de rochas gabro-dioríticas a graníticas das suítes plutônicas intercalam-se nessas zonas de falhas, sendo difícil, muitas vezes, caracterizar as suas origens.

Raros diques de diabásio são encontrados na área. Alguns são frescos como o que ocorre no sul da área, encaixado nos terrenos de *greenstone belts*, junto ao contato com a intrusiva da Fazenda dos Gomes (ponto 2MW400): apresenta mais de 50m de possança e textura sub-ófica. Estes diques talvez sejam mesozóicos. Entretanto, alguns deles (e.g. ponto 2MW385), apesar da textura diabásica ainda preservada, mostram-se uralitizados e saussuritizados ( fácies epidoto-hornblenda hornfels) junto a granodiorito, indicando serem, provavelmente, brasileiros.

A escolha desta área para detalhamento deve-se ao fato de ter sido verificado, nos perfis de reconhecimento regional, o contato entre terrenos granito-*greenstone* e granulíticos com um complexo gabro-anortosítico próximo, compondo um quadro geológico característico dos terrenos de alto grau associados a cratons arqueanos polifasicamente retrabalhados.

O mapeamento realizado através de foto-interpretação (fotos aéreas 1/60.000 e imagens Landsat) e perfis de campo, integrou, também, muitas informações de trabalhos anteriores de mapeamento: Oliveira & Bittar, 1971; Nunes, 1990; Silva, 1991.

## 3.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS ASSOCIADAS AO COMPLEXO NA ÁREA

### 3.2.1. Sequência Anicuns-Itaberaí e Embasamento Granito-gnáissico (Arqueano).

A Sequência Anicuns-Itaberaí foi caracterizada por Barbosa (1987) em sua área de dissertação de mestrado na região a leste de Mossâmedes, junto da Serra Dourada. Ali, ele identificou duas unidades: uma meta-pelito-tufácea, basal, e uma metaquímica. Nunes (1990) mapeou o prolongamento dessa sequência na região de Anicuns no sudoeste da presente área de detalhamento e, recentemente, (Nunes,1993) caracterizou o magmatismo komatiítico das meta-vulcânicas. Na presente pesquisa é delimitada uma maior extensão destes terrenos arqueanos a leste e nordeste de Americano do Brasil.

O nome adotado, Anicuns-Itaberaí, talvez não seja muito adequado pois em Anicuns as rochas provavelmente pertençam à sequência transamazônica (Mossâmedes) e em Itaberaí não se vê ocorrências típicas deste *greenstone*.

Esta sequência ocorre na porção ocidental da área estudada, entre terrenos granulíticos, a leste, Embasamento Granito-gnáissico e Sequência Mossâmedes, a oeste, ao longo de faixa tectonizada (Lineamento Serra da Gibóia) e intrudida por plutons máficos e ácidos da Super-suíte Plutônica Americano do Brasil. Ao sul/sudeste desta faixa, já no limite sul da área, este conjunto é empurrado sobre rochas gnáissicas (embasamento?) e quartzitos e xistos feldspáticos tidos como do Grupo Araxá (talvez sejam da Sequência Mossâmedes) e que afloram entre Anicuns e Avelinópolis, fora da área detalhada. As falhas inversas, com vergência para SE, fazem um conjunto com falhas transcorrentes levóginas.

A norte de Avelinópolis (1,5 km) ocorre, em muro da falha inversa, sob rochas do *greenstone belt*, uma lente de meta-peridotito harzburgítico milonitizado (ponto 2MW389). Não foi feito estudo químico para caracterizar este meta-peridotito; duas hipóteses imediatas são aventadas com relação à sua gênese:

- 1) origem mantélica e, neste caso, poderia estar marcando sutura crustal nesta zona de falha inversa;
- 2) níveis ultramáficos do Complexo Santa Bárbara que ocorre 5km a leste, estendendo-se para sudeste fora da área mapeada, cavalgando (Silva,1991) granada biotita xistos tidos como do Grupo Araxá.

As fortes deformações nesta região não permitem esclarecer a estratigrafia. Além disso, a retomada da zona de fragilidade crustal ocasionou a intercalação de cunhas ou pacotes de rochas mais jovens de forma semelhante ao que é verificado na região de Goiás, fora da área, onde se tem unidades mais jovens como a Sequência Serra do Cantagalo aurífera/uranífera análoga ao sistema Witwatersrand (Danni et al.,1981) e xistos do Grupo Araxá tectonicamente encravados dentro da calha do *greenstone belt*.

As rochas desta sequência mostram grande variação composicional e em níveis geralmente de pequena espessura: são anfíbolitos xistosos, clorita-actinolita-talco xistos, magnesita-talco xistos que gradam entre si e apresentam finas intercalações de metachert (Foto 34), biotita-muscovita (cianita) xistos, níveis de gondito e BIF, geralmente manganésífero, cálcio-xistos e anfíbolitos.

Corpos de anfíbolitos médios a grossos, maciços a foliados ocorrem localizadamente como, por exemplo, 6 km a nordeste de Anicuns (ponto 2MW373) e correspondem provavelmente a intrusões subvulcânicas máficas a ultramáficas.

Mármore, geralmente calcítico e sacaroidal, de granulação grossa, ocorre como lentes dentro dessas rochas. Desenvolve-se esse mármore, também, na forma de um possante pacote que se supõe ser de níveis superiores da sequência. A análise de mármore silicoso (Anexo 4) que ocorre na Faz.Santa Rosa (ponto 2MW361) e análises de Nunes (1990) de amostras do sul da área, indicam teores frequentemente < 2% MgO para esse mármore. Ele contém camadas métricas cálcio-silicáticas (metachert), de clorita-actinolita xistos (e.g. ponto

2MW361 na Faz. Santa Rosa, talvez meta-vulcânica/tufácea), de rocha cálcio-silicática a quartzo, grünerita, biotita e plagioclásio (e.g. ponto 2MW336 a oeste de Gongomé, talvez vulcano-química)...

Níveis de *BIF*, geralmente manganíferos, ocorrem em vários pontos da faixa do *greenstone belt* como, por exemplo, ao norte, junto da intrusão granítica da Serra das Lajes (pontos 2MW 104 e 311) e ao sul da área mapeada, a NE de Anicuns (pontos 2MW 369, 370 e 374). Apresentam-se desde silicosos a aluminosos e ocasionalmente grafitosos.

Dois corpos de granada biotita gnaiss fino leucocrático (composição dacítica), associados a níveis de *BIF* da sequência, foram cartografados: um ao norte de Avelinópolis (e.g. pontos 2MW159, 390e 391) e na estrada Anicuns-Boa Vista (e.g. e 2MW426). A origem mais provável é a de corpos subvulcânicos e níveis vulcânicos ácidos do *greenstone belt*, vistas a persistente associação com meta-vulcanoquímicas (*BIF*) e à textura fina.

Esse conjunto de rochas corresponde a uma sequência de derrames ultramáficos a basálticos komatiíticos, com intercalações sedimentares pelíticas e químicas a vulcano-químicas, que se tornam mais importantes para o topo, e com prováveis rochas metavulcânicas a subvulcânicas ácidas associadas.

Terrenos gnáissicos são encontrados junto dessas supracrustais. Em vários pontos, correspondem, provavelmente, a rochas intrusivas proterozóicas, metamorizadas no evento brasileiro como será visto adiante (item 3.4). Entretanto, em alguns pontos, como junto da ponte sobre o Rio Uru, a oeste de Itaberaí (ponto 2MW199), a NW da área detalhada, as características petrográficas de gnaisses tonalíticos de cor cinza e a sua continuidade para NW, com o "embasamento" do *greenstone* na cidade de Goiás, apontam para idades arqueanas.

No local Santa Maria, 5 km a SSW de Capelinha ocorre (ponto 2MW364) granada biotita muscovita gnaiss de grão médio, homogêneo, com porfiroclastos de K feldspato e foliação milonítica. Blocos de meta-piroxenito (tremolitito talcificado grosso) associam-se a este gnaiss (ponto 2MW363), não se vendo relações de contato entre eles. Entretanto, a proximidade com a sequência de *greenstone* indica que possa se tratar, como marcado no mapa, de uma porção do embasamento arqueano com *stocks* e diques komatiíticos. Interpretação alternativa é a de que corresponda a uma extensão ou apófise do batolito da Serra do Cuzuzinho e a ocorrência de piroxenito, a um mega-xenólito.

A oeste deste local, do outro lado da faixa do *greenstone belt*, entre Americano do Brasil e Anicuns, também ocorre gnaiss semelhante e que apresenta (ponto 2MW109) bandas centi-decimétricas de biotitito sub-paralelas à foliação gnáissico-milonítica. Esta fácies é idêntica à encontrada no embasamento arqueano do *Greenstone Belt* de Goiás, próximo ao contato com os quartzitos da Serra Dourada, entre Novo Goiás e Sanclerlândia, a oeste desta área de detalhamento. Lá as bandas de biotitito de 5 a 100cm contém restos de actinolitito, talco-xisto e talcito evoluídos, possivelmente, de diques/*sills* komatiíticos metassomatizados e xistificados juntamente com o granito-gnaiss encaixante que se apresenta com veios pegmatíticos e muscovitizado.

Entre Avelinópolis e Capelinha, próximo ao local Palmital (ponto 2MW476), 5 km a leste do provável *stock* komatiítico e junto aos contatos com os terrenos granulíticos, ocorre um granada-magnetita-hornblenda quartzito (metachert ferruginoso) em meio a terreno de gnaisses/migmatitos que foram, por isso, interpretados como o prolongamento do Embasamento Granito-gnáissico. Entretanto, ocorrências de meta-gabro-dioritos (ex.: ponto 2MW474) e meta quartzito-dioritos neste local indicam que deve ter havido, também, contribuição de magmatismo da Supersuíte Plutônica Americano do Brasil na formação destes terrenos.

Ao nível do levantamento realizado, sem datações confiáveis, entretanto, é difícil distinguir as regiões com terrenos gnáissicos arqueanos das com terrenos proterozóicos, principalmente porque a região foi palco de eventos acrescionários transamazônicos (arco de



ilha da Sequência Mossâmedes), uruaquanos (?) e brasileiros (corpos intrusivos), gerando colagens e retrabalhamentos crustais diversos.

O metamorfismo impresso nos *greenstone* é polifásico, tendo ocorrido em vários ciclos e eventos tectônicos. Assim, as paragêneses minerais termais (diopsídio, wollastonita e escapolita) nos contatos com a intrusão a SE de Americano do Brasil tem a idade desta intrusão. A paragênese de mais alto grau é a da fácies epidoto-anfibolito (granada, cianita, biotita, muscovita; hornblenda, epidoto, plagioclásio, biotita) que combinam tipomorficamente com as paragêneses de metamorfismo regional que afetou os corpos satélites menores e as bordas dos plutons da Supersuíte Americano do Brasil. Cloritóides pós-tectônicos, sericita, clorita... diaforéticos correspondem ao grau metamórfico tipomorfo do pacote metassedimentar do Araxá, descolado sobre ou que ocorre como restos sinformais ou fatias tectônicas dentro dos *greenstone*.

No Complexo Anápolis-Itaçu, principalmente no domínio gnáissico-anfibolítico, são encontrados restos de supracrustais (ver item 3.4.2. adiante) correlacionados com este pacote de rochas arqueanas, levando à interpretação de sua participação, juntamente com seu embasamento, na constituição dos terrenos de alto grau metamórfico.

### 3.2.2. Sequência Vulcano-sedimentar Mossâmedes (Transamazônica)

Da cidade de Anicuns para norte e leste, ocorrem anfibolitos, biotita-xistos, quartzitos e xistos feldspáticos a gnaisses xistosos, miloníticos em parte. São comuns estruturas lineares, como *mullions*, orientadas em 40N60W. Em direção a Mangabal, a W da área detalhada, ocorrem metabasitos, rochas cálcio-silicáticas em um conjunto gnáissico com migmatização incipiente. Estas rochas são aqui correlacionadas com a Sequência Vulcano-sedimentar Mossâmedes que ocorre próxima e que foi detalhada por Simões (1984), Barbosa(1987), Barbosa & Jost (1990) e datada como do Paleoproterozóico (Fuck & Pimentel,1990). Simões a considerou como fácies do Grupo Araxá, caracterizando magmatismo calci-alcalino para as meta-efusivas básicas (anfibolitos) a ácidas (meta-dacitos a riolitos). Barbosa (op.cit.) a distinguiu das rochas meta-psamo-pelíticas da Serra Dourada e das rochas do *greenstone belt*, conforme a coluna geológica já apresentada.

As rochas desta sequência confundem-se com rochas assemelhadas que ocorrem próximas, como os anfibolitos do *greenstone belt* e com rochas foliadas e miloníticas de diques e *sills* da fase magmática Americano do Brasil.

Entre Anicuns e Avelinópolis, a sul da área detalhada, associado a pequenas lentes de quartzitos (meta-psamitos), ocorre biotita xisto granadífero e feldspático que tem sido mapeado como pertencente ao Grupo Araxá. É possível, entretanto, que corresponda à Sequência Mossâmedes, tanto pelas associações litológicas quanto pelo metamorfismo regional que apresenta (fácies epidoto-anfibolito de gradiente barroviano).

A Sequência Mossâmedes registra, junto com seus derivados de alto grau (gnaisses, migmatitos com restos de supracrustais como anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas) que ocorrem oeste, fora desta área detalhada, terrenos de arco de ilha a liminar, transamazônicos, conformados em arco estrutural e *colados* a sul dos terrenos granito-*greenstone* que aí são *capeados* pelos metassedimentos Araxá na Serra Dourada.

### 3.2.3. Grupo Araxá (Paleo-Mesoproterozóico)

Os quartzitos e granada-biotita-muscovita xistos que ocorrem a N e em torno da cidade de Americano do Brasil e na zona de falha a norte de Anicuns (Serra Pelada) são aqui correlacionados, por suas características sedimentológicas e pela continuidade de lineamentos lito-estruturais, com os metassedimentos do Grupo Araxá. Camadas de meta-psamitos de poucos centímetros até metros de espessura intercalam-se nos xistos meta-pelíticos com fácies

transicionais representadas por quartzo-xistos. Apresentam-se, seguidamente, retrabalhados o que é bem exemplificado 2 km ao N de Americano do Brasil (ponto 2MW527) onde ocorre quartzito com fácies “mil folhas” dentro de xisto com fácies “escama de peixe” (xistosidade cruzada ou anastomosada) com mergulhos fracos e crenulado por duas fases de *kinks* superpostas por uma fase de dobramento suave.

É possível que estes metassedimentos correspondam a uma fácies plataformial correlata a do Grupo Araxá na Serra Dourada. Eles ocorrem com mergulhos fracos em vários locais e devem representar restos de supraestrutura descolada. Entretanto, aqui foram mais preservados na faixa tectonizada do Lineamento Serra da Gibóia juntamente com as rochas da Sequência Mossâmedes e do *greenstone belt* com as quais ocorrem imbricados e podem se confundir.

### 3.2.4. Supersuíte Plutônica Americano do Brasil

Na região da área mapeada ocorrem várias intrusões, geralmente na forma de *stocks*, desde gabróicas até tonalito-graníticas. Estas últimas podem atingir dimensões batolíticas (e.g. Batolito da Serra do Cuscuzero, a SE da cidade Americano do Brasil) e mostram xenólitos e massas irregulares de rochas máficas e de rochas metassedimentares. Verificam-se vários graus de transição com indícios de hibridização magmática entre os termos mais máficos e os mais ácidos, evidenciando cogeneticidade com hibridização progressiva entre estas formações magmáticas. Por isso, propõe-se a divisão em suítes mais máfica e mais ácida englobadas em uma unidade litodêmica maior denominada Supersuíte Plutônica Americano do Brasil.

A idade desses plutonitos é, ainda, incerta e por isso, objeto de controvérsias. A disposição em um *arco* mais interno, associado à sequência vulcano-sedimentar de Mossâmedes, transamazônica, e o tipo do seu magmatismo, tholeíto hidratado (Nilson, 1984), para o Complexo Máfico-ultramáfico Americano do Brasil, a calcioalcalino (Cap. 6), sugere corresponderem a um arco magmático plutônico correlacionado com diastrofismo transamazônico. Entretanto, dados preliminares apresentados adiante indicam idade neoproterozóica para este plutonismo ( $637 \pm 19$  Ma).

No Complexo Anápolis-Itauçu, Domínio dos Terrenos Gnáissico-anfibolíticos, vários corpos plutônicos, metamorfizados e variavelmente deformados para anfibolitos, biotita / hornblenda plagioclásio gnaisses, biotita gnaisses.. provavelmente pertencem a esta Supersuíte.

À **Suíte Gabro-diorítica** correspondem os corpos máfico-ultramáficos do magmatismo Americano do Brasil, Mangabal, Cavaco e Furnas, etc.. relacionados por Pfrimer et.al. (1981) no estudo sobre o Complexo Mangabal como Província Máfica-ultramáfica Tholeítica a Sul da Serra Dourada. Distribuem-se estes corpos principalmente junto a zonas de cisalhamento e perfazem um *arco* ou semi-círculo que acompanha lineamentos estruturais regionais. São corpos intrusivos nos terrenos granito-*greenstone* e na Sequência Mossâmedes. As ocorrências de corpos máfico-ultramáficos granulizados como a de Água Clara, incluída na província por Pfrimer et al.(op.cit.) realmente aparentam constituir uma continuação deste *arco* que teria, assim, mais de 100 km de extensão, porém, vistos o seu *emplacement* no domínio granulítico, características magmáticas diferenciadas e talvez idades diferentes elas serão aqui consideradas à parte da Suíte Gabro-diorítica. As ocorrências de complexos gabro-anortosíticos, Complexo Santa Bárbara ao sul da área e a ocorrência de meta-anortosito associado com anfibolitos (metagabros) na Faz.Monjolinho (Fotomicrografia 45), estão espacialmente associadas com os terrenos granulíticos, mas o seu metamorfismo é da fácies anfibolito de pressão intermediária, igual ao que afetou a suíte gabro-norítica.

A **Suíte Tonalito-granítica** correspondem vários corpos em *stocks* a batolitos, localmente preservados e com os contatos razoavelmente bem definidos, porém mais frequentemente ocorrem descaracterizados devido ao metamorfismo que os transformou em

gnaisses, epidoto hornblêndicos, os mais máficos, e biotita gnaisses muscovíticos os mais ácidos. A área de ocorrências extrapola a região mapeada em detalhe, considerando-se que orto-gnaisse ao sul de Anicuns, o granito de Choupana, meta-granodiorito de Sanclerlândia e meta-granitos diversos como os da região de Mossâmedes (Barbosa,1987) possam corresponder ao magmatismo desta suíte. Fuck & Pimentel (1990) dataram o epidoto biotita gnaisse de Sanclerlândia, obtendo uma idade isocrônica Rb-Sr de  $940\pm 113$  Ma e idade modelo Nd de 1.000Ma, interpretando-o, pela assinatura isotópica, como granitóide de arco vulcânico similar ao dos terrenos granito-gnáissicos que ocorrem a oeste.

#### 3.2.4.1. Suíte Gabro-diorítica

As ocorrências mais importantes na área detalhada são as da Serra do Gongomé e Cavaco e Furnas (Pfrimer et al,1981). Esta última ocorre , com mais de 7 km de diâmetro, no sul da área; redesignada por Nunes (1990) como Complexo Córrego Seco ela não foi objeto de estudos de campo neste trabalho.

O corpo da Serra do Gongomé com cerca de 3 x 6,5km ocorre ao norte da área a cerca de 7 km a ENE do Complexo Máfico-ultramáfico Americano do Brasil, estudado por Nilson (1984). A proximidade, o quadro geológico idêntico e as características petrológicas endossam a correlação entre este *stock* e o Complexo Americano do Brasil. Apresenta bordas metamorizadas e núcleo ígneo preservado que constitui regiões serranas. Os contatos com as encaixantes são tectônicos ou de bordas plutônicas hidratadas e metamorizadas, com deformação variável. Não foram encontradas encaixantes termicamente afetadas.

As bordas da intrusão apresentam-se metamorizadas em fácies anfíbolito estático, com poiquiloblastos de granada associados a biotita e muscovita, hornblenda e epidotos neoformados em arranjo textural sem orientação (Fotomicrografia 41). Mais externamente, para dentro das encaixantes (*greenstone belt*) e em *stocks* satélites e diques/sills associados a esse maciço ou, ainda, em outros locais, como intrusões menores desta suíte, os gabro-dioritos foram transformados em anfíbolitos nematoblásticos. Nas falhas foram transformados em xistos verdes (filonitos) macroscopicamente semelhantes aos anfíbolio-xistos supracrustais das sequências de *greenstone* e de Mossâmedes.

As fácies gabróicas mais internas são totalmente preservadas ou com uralitização (cummingtonita) variável sobre opx e cpx (Fotomicrografia 42,43). Hornblenda poiquilobástica centimétrica ocorre em certos níveis e, talvez, represente fase tardi-magmática com maior  $aH_2O$  nos eventos finais de cristalização (Fotomicrografia 43). Localmente ocorrem camadas milimétricas a centimétricas de concentração de minerais máficos, ressaltadas em superfícies expostas ao intemperismo, e que indicam bandamento ígneo. Ao nível de reconhecimento realizado, não foram determinadas camadas ultramáficas que provavelmente ocorrem vistas as feições de *layering* encontradas nas fácies gabróicas. Em imagem de satélite percebe-se, dentro do maciço, uma estrutura circular que, no campo, corresponde à fácies diorítica, uralitizada e biotitizada (fotomicrografia 44), porfirítica, com "autólitos" mais máficos (ponto 2MW329) retratando fenômeno de intrusões múltiplas. As relações de contato indicam intrusão pré a sin-tectônica, podendo-se admitir um diapirismo devido às fases plutônicas mais jovens e ácidas, *empurrando* essas massas plutônicas já *frias* para níveis mais elevados.

Além destas duas ocorrências principais, outras menores ocorrem na área, destacando-se o *stock* de gabro uralitizado e saussuritizado, 4 km a E da cidade de Americano do Brasil. Junto dele, a sul, é encontrada pequena lente de actinolita-talco xisto (ponto 2MW322) que parece representar porções de cumulos ultramáficos milonitizados e desmembrados do corpo de gabro pela falha transcorrente que passa a E. Nesta mesma zona de falha são encontrados, inclusive no domínio dos terrenos granulíticos, massas de anfíbolitos xistosos e xistos verdes filoníticos que correspondem, provavelmente a *sills* e diques muito tectonizados

e milonitizados, e que são semelhantes às fácies das bordas E e N tectonizadas da intrusão da Serra do Gongomé.

Dentro das massas plutônicas mais ácidas da Suíte Tonalito-granítica são encontrados xenólitos gabro-dioríticos a sieno-monzoníticos com extensão variável, de centimétrica (fotos 37 a 42) a decamétrica (mega-xenólitos), que registram as fases magmáticas desta suíte básica mais antiga misturada, resfriada e metassomatizada variavelmente pelos afluxos magmáticos mais ácidos.

#### **3.2.4.2. Suíte Tonalito-granítica**

As intrusões da Suíte Tonalito-granítica apresentam-se com maiores dimensões e variação composicional do que as da Suíte Gabro-diorítica. As rochas desta suíte variam de termos ígneos preservados, quartzo-dioritos a granitos, com nenhuma ou mínima alteração metamórfica, até anfibolitos e filonitos/xistos verdes nas fácies mais básicas e hornblenda a biotita gnaisses, geralmente granadíferos, nos termos mais ácidos.

Muitos desses corpos são mapeáveis, com contatos bem definidos, mas a recorrência intrusiva de fases progressivamente mais ácidas, o metamorfismo de fácies anfibolito e deformações associadas com o metamorfismo ou superimpostas nas faixas cisalhadas frequentemente descaracterizaram os contatos geológicos.

Não foi visto contato intrusivo com os xistos e quartzo-xistos de baixo grau correlacionáveis com os metassedimentos da Serra Dourada (Grupo Araxá) que aí ocorrem, sendo que a sudeste da cidade de Americano do Brasil (ponto 2MW345) o contato entre granito filonitizado e quartzo-xistos de baixo grau é tectônico.

A ocorrência mais extensa, de dimensões batolíticas, situa-se a SE de Americano do Brasil (Batolito da Serra do Cuscuzeiro com cerca de 13 x 8 km) e apresenta-se com forma ovalada, irregular e topografia elevada. Localmente engloba xenólito de rochas do *greenstone belt*, como exemplificado na foto 40, ou impõe contato térmico sobre elas como, por exemplo, no local Sarandi (ponto 2MW353) onde ocorre wollastonita, escapolita e diopsídio em mármore. São comuns as fácies dioríticas a quartzo-dioríticas de granulação média e cor cinza, envolvidas por fácies mais ácidas, granodioríticas, apresentando com frequência estruturas de brechas plutônicas com xenólitos predominantemente gabro-dioríticos (Fotos 37,38, 39,41). A granulação dos xenólitos e detalhes estruturais (Foto 39) mostram que esses xenólitos já estavam consolidados quando do resfriamento da hospedeira ou foram por ela resfriados. A predominância de xenólitos de rochas plutônicas máficas aponta para fenômenos de intrusões múltiplas, como já teria ocorrido incipientemente em ocorrências da Suíte Gabro-diorítica, conforme registrado na Serra do Gongomé. Misturas de magmas devem ter originado os termos híbridos que aí ocorrem: são comuns as fácies dioríticas com crescimento de K feldspato (Foto 42) geralmente como fenocristais (fenoblastos metasomáticos de evento tardi-magmático?), originando-se composições globais de sieno-monzonitos, granodioritos e granitos, estes com maior aporte de sílica. Parte desta sucessão de eventos magmáticos antecedeu metamorfismo regional de fácies anfibolito barroviense que propiciou a transformação das fácies mais básicas em anfibolitos e das fácies mais ácidas em biotita-quartzo anfibolitos, hornblenda gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, granada-biotita gnaisses, etc.. nos locais onde o acesso de H<sub>2</sub>O foi pervasivo. Nas zonas de falhas tais rochas variam para termos xistosos a filoníticos.

Outros corpos intrusivos são encontrados ao sul, dois pequenos, não estudados, e outro maior com cerca de 6 x 3km (Faz.dos Gomes) intrusivo em mármore, xistos, *bifs*,... da sequência arqueana do *greenstone belt*.. Ele apresenta xenólitos e mega-xenólitos gabro-dioríticos localmente muito sulfetados. A cor cinza e a composição tonalítica são mais comuns, mas a sua evolução atingiu fácies granítica, com fenocristais de K feldspato. A estrutura varia de maciça a foliada tectonicamente.

No NW da área, ocupando regiões serranas, ocorrem dois *stocks* de granodioritos a granitos geralmente transformados em granada biotita gnaisses e gnaisses filonitizados. Estruturas miloníticas com lineação mineral e de forte estiramento E-W relacionadas a transcorrências dextróginas caracterizam a borda N da massa granítica da Serra das Lajes. Estes meta-granitos apresentam *trend* mais potássico do que o da Serra do Cusuzeiro. Localizadamente ocorrem apófises que envolvem os xistos do *greenstone belt* (Foto 36; ponto 2MW105). Contatos metassomatizados das encaixantes (actinolitização e biotitização) são encontrados em vários locais como, por exemplo, na extremidade NW do granito da Serra das Lajes (ponto 2MW260) e na Fazenda Laje (ponto 2MW315). Neste último, ocorrência de esmeralda é de longa data explorada. Estes granitos estão sendo interpretados como pertencentes à Suíte Tonalito-granítica de idade neoproterozóica, por correlação com outros granitos datados na região (e.g. Choupana, Fuck & Pimentel, 1990), mas não se descarta a possibilidade de estarem vinculados à evolução arqueana dos *greenstone belts*.

A associação espacial destas intrusões máficas a ácidas com encaixantes meta-ultramáficas e calcários, principalmente, evidencia um interessante quadro de potencialidade mineral, particularmente para esmeralda e scheelita.

Gnaisses muito aluminosos (cianita, granada, muscovita, biotita gnaisses), localmente com fragmentos (xenólitos?) mais máficos, fortemente estirados, como no ponto 2MW548, a oeste de Capelinha, talvez correspondam a fácies especiais (granitos S) dessa suíte e que parecem ocorrer preferencialmente perto de falhas importantes próximo a terrenos granulíticos.

Com o metamorfismo, os granitóides da Suíte Tonalito-granítica confundem-se com gnaisses e filonitos arqueanos que ocorrem associados aos terrenos de *greenstone belts* e com supra-crustais diversas quando alojados nas faixas de milonitos.

### **3.3. DOMÍNIO DOS TERRENOS GRANULÍTICOS**

#### **3.3.1. Área de ocorrência (Blocos Capelinha e Anápolis-Itaçu)**

Na área detalhada, o Complexo Anápolis-Itaçu apresenta um bloco de crosta granulitizada (Bloco Capelinha) separado do bloco principal (Anápolis-Itaçu) por rochas anfibolitizadas e migmatíticas (Domínio dos Terrenos Gnáissico-anfibolíticos), conforme indicado no mapa regional (Anexo). A Vila Capelinha situa-se no centro-sul desse bloco, que tem forma oval, com cerca de 27 x 15 km, alongado em NW-SE. Ele faz contato a E, SE e S com terrenos anfibolitizados do Complexo; a W faz contato com terrenos granito-*greenstone* e com intrusões da Supersuíte Plutônica Americana do Brasil.

O bloco principal de terrenos granulíticos (Anápolis-Itaçu), com pequena representação na área detalhada (canto nordeste) estende-se amplamente a leste de Araçu.

Os limites dos terrenos granulitizados são tectônicos e, frequentemente, com indícios de terem sido retrabalhados em eventos sucessivos de milonitização, geralmente com hidratação, recristalizações estáticas com aquecimento, re-milonitização..

#### **3.3.2. Caracterização dos terrenos granulíticos regionais e de seus contatos**

O Domínio dos Terrenos Granulíticos compreende litotipos variados: gnaisses diversos, enderbíticos a charnockíticos, leptinitos, sillimanita-granada quartzitos e opx-cpx granulitos básico-ultrabásicos a intermediários, muitas vezes diaforéticos para anfibolitos.. que se associam sem uma ordenação aparente. As fácies máfico-ultramáficas associam-se com as fácies félsicas na forma de bandas e massas irregulares, de centimétricas até

decamétricas, maciças a foliadas e/ou lineadas, sendo comuns as estruturas de *boudins* dessas porções mais competentes (gabro-piroxeníticas) dentro da fase gnáissica.

Junto aos contatos falhados com os terrenos da fácies anfibolito, os granulitos milonitizados sofreram, frequentemente, acesso de fase fluida aquosa, desenvolvendo paragêneses transicionais retrometamórficas que podem assemelhar-se a paragêneses de contatos transicionais progradantes. Fácies transicionais com rochas de mais baixo grau são encontradas em vários locais, como junto da faixa de fácies anfibolítico (região da Faz. Monjolinho-Faz. Brasília- Estação Zootécnica) que medeia entre os blocos granulíticos de oeste e de leste. Entretanto, também aí percebe-se que a zona de contato é marcada por feições com forte estiramento mineral e cominuição granulométrica anidra, marcando uma região de contato tectonizado; as fácies anfibolito de alto grau até fácies xisto verde, hidratadas, que se associam nesta transição, podem apresentar blastese sin a pós-milonitização.

O regime de falhamentos nas rochas granulíticas ensejou o desenvolvimento de fácies especiais, como pode ser visto, por exemplo, ao sul da intrusão gabro-piroxenítica da Faz. Conceição (pontos 2MW342, 606 e 639) onde granulito básico a intermediário foi milonitizado e silicificado, dando origem a fácies que se assemelham a dacito porfirítico (fotos 60,61) com indícios estruturais e texturais de ter ocorrido blastese (aquecimento por relaxação tectônica?) alternada com e sucedendo a milonitização.

Na pequena serra ao norte da localidade Boa Vista (pontos 2MW633 a 638), há o desenvolvimento de fácies tectoníticas a ultra-miloníticas que atingem rochas granulitizadas e rochas intrusivas anfibolitizadas, sendo notável o crescimento pós tectônico de feldspato potássico e de granada almandínica, vermelha, idioblástica a arredondada, até centimétrica, conspícua na massa ultramilonítica de cor verde-acinzentada (fotos 62,63 e fotomicrografias 55,56). Esta blastese também deve estar relacionada com a relaxação termo-dinâmica dos esforços compressivos que milonitizaram os granulitos e, talvez, associadamente, com a ascensão litosférica do Bloco Capelinha quando deve ter ocorrido a modificação das isothermas crustais.

O contato entre granulitos e *greenstone belt*, mais ao norte deste ponto, entre a Faz. Barro Amarelo e a Faz. Quilombo, a NE de Americano do Brasil, segue um padrão análogo de contato fortemente tectonizado (Figura 4-6) e com blasteses (*aquecimentos*) intermitentes, afetando tanto as rochas granulitizadas trazidas para níveis mais rasos da crosta, quanto as rochas do *greenstone belt* e rochas de plutonismo máfico a ácido encaixadas na zona de falha. Assim, por exemplo: granada leptinitos dão origem a "xistos nodulosos" (porfiroblastos de granada cloritizada em massa de biotita, muscovita, quartzo, clorita filonítica) com texturas miloníticas como *mica fish*; cianita-biotita xistos do *greenstone belt* dão origem a sericita clorita xistos; anfibolitos e gabros, das intrusões, dão origem a xistos anfibólicos, filoníticos, com paragêneses variando da fácies anfibolito a xisto verde...

Restos de rochas supracrustais (rochas calciossilicatadas, mármore) têm sido encontrados localizadamente nos terrenos granulíticos do Complexo Anápolis-Itaçu.

Contatos transicionais progradantes não foram definitivamente caracterizados. Entretanto, 5 km a NW de Capelinha, na região de contato entre granulitos máficos e metagabro (ponto 2MW543), ocorrem fácies mais preservadas a titano-augita e hornblenda que poderiam ser de metamorfismo progradante superimposto pelo metamorfismo dinâmico que afetou esta região de contato tectonizado.

Próximo deste metagabro, ocorre metachert sulfetado a granada e hornblenda, associado a tremolito talcificado (ponto 2MW545). A proximidade e similaridade faciológica desse hornblenda metachert com rochas do *greenstone belt* sugere que o metamorfismo granulítico tenha incorporado estes terrenos arqueanos. Cerca de 1 km ao norte (ponto 2MW544), ocorre leptinito milonitizado com granada, cianita (substituindo

sillimanita), muscovita e quartzo do domínio granulitizado que poderia ter evoluído do embasamento gnáissico associado aos *greenstone belts*.

As idades arqueanas obtidas pela CPRM (Lacerda Filho, inf.verbal) para gnaisses do Complexo Anápolis-Itaçu, vão de encontro a esta possibilidade de participação dos terrenos arqueanos tipo granito-*greenstone* na constituição do Complexo Anápolis-Itaçu.

### **3.3.3. Leptinitos e rochas associadas**

Os leptinitos (гнаisses anidros finos) são ubíquos na área detalhada. Destacam-se, pela continuidade e ressaltos morfológicos junto das massas meta-plutônicas máfico-ultramáficas granulitizadas, formando serras e cristas. Estão sistematicamente associados com rochas básicas a intermediárias na escala de afloramento, como bandas decimétricas estratóides contidas em rochas máficas bandadas (Fotos 18,21 a leste da área) ou contendo lentes e boudins das rochas máficas. No mapa da área detalhada foram individualizadas as regiões onde eles predominam, isto é, rodeando as massas máfico-ultramáficas granulitizadas, mas cabem as ressalvas de que em certos trechos eles apresentam-se com textura mais grossa, granitóide a pegmatítica, por um lado, e de que sempre ocorrem rochas máficas associadas em maior ou menor quantidade, por outro lado. Acresce-se a isto que é frequente estarem descaracterizados por processos superimpostos de milonitização acompanhada em maior ou menor grau por hidratação, que os transforma em quartzitos micáceos e gnaisses finos micáceos.

A origem destes leptinitos, discutida por Winge & Danni (1994c), está relacionada com o retrabalhamento e granulitização de crosta continentalizada em que os protólitos imediatos são granitóides. Assim, por exemplo, leptinito contido como fatia tectônica e/ou megaxenólito na intrusão Água Clara mostra estrutura indicativa desta origem (Foto 58). As fases máficas associadas com os leptinitos regionais são, provavelmente em sua maior parte, restos de diques, sills e outros corpos menores de evento(s) extensional. O envolvimento de terrenos granito-*greenstone* na constituição dos terrenos granulíticos não descarta, entretanto, a possibilidade de que outras ocorrências de leptinitos possam derivar de protólitos supracrustais.

### **3.3.4. Os corpos máfico-ultramáficos**

Na área detalhada os corpos máfico-ultramáficos, centrados na ocorrência de Água Clara, dispõem-se em uma faixa NW-SE com a ocorrência da Fazenda Conceição a W e várias outras menores a E. Talvez estas ocorrências correspondam a uma só intrusão continuada em sub-superfície e/ou sejam tectonicamente desmembradas. Elas mantêm sempre o mesmo esquema de ocorrência, com leptinitos circundando os corpos máfico-ultramáficos em cristas elevadas e compondo estrutura antiformal aberta. Os leptinitos ocorrem também como *lentes* dentro das intrusivas.

#### **3.3.4.1. Intrusão Água Clara**

A ocorrência de Água Clara (nome do córrego que drena a área da intrusiva) foi estudada por Nilson (1992), que a denominou Complexo Máfico-ultramáfico de Águas Claras. Apresenta dimensões de 10 x 2 km, alongada em WNW-ESE na Fazenda dos Paulistas. A intrusão é truncada por falhas NNE-SSW, originando corpo descontinuado a leste. No presente trabalho o estudo desta intrusão restringiu-se a dois perfis, um a leste e outro a oeste do corpo ígneo, aproveitando-se mapeamentos anteriores (Bressan, 1977; Nilson, 1984) para apoiar a fotointerpretação dos contatos.

As fácies ultramáficas, peridotitos harzburgíticos, fortemente tectonizados e serpentinizados, ocorrem preferencialmente na porção sul da ocorrência, sugerindo perfil de empilhamento estratigráfico de sul para norte, conforme já verificado por Nilson (op.cit.).

As fácies noríticas, muitas vezes com texturas preservadas (Fotomicrografia 49), associam-se a ocasionais níveis de gabro-anortositos e de actinolitos (metapiroxenitos), retratando camadas de origem primária. Estas fácies máficas tem maior desenvolvimento na porção norte da ocorrência.

Segundo Nilson (op.cit.), o alto teor de  $Al_2O_3$  na composição dos ortopiroxênios ígneos atesta o nível profundo da intrusão e a existência de um *gap* na variação críptica da bronzita sugere dois pulsos magmáticos, o primeiro picrítico, relacionado com os harzburgitos basais, sucedido por outro, tholeítico normal.

Os leptinitos encaixantes associam-se com opx-cpx granulitos máficos finos, sendo comuns as fortes deformações (Foto 59) e texturas *flaser* tanto nas básicas quanto nos leptinitos. Estes apresentam, ocasionalmente, *augen* arredondados até centimétricos de Or na matriz blastomilonítica *flaser*. Para Nilson (op.cit.) esta associação poderia corresponder a meta-vulcânicas já que o quimismo das encaixantes máficas é distinto do quimismo dos meta-noritos e rochas cumuláticas associadas da intrusão. Entretanto, o leptinito (Foto 58) que ocorre como lente (mega-xenólito?) na interface rochas ultramáficas-máficas, corresponde a meta-granito / gnaiss grosso no que coincide com a identificação genética comprovada a sul da Serra do Brandão (item 2.5.3; Foto 33). Entremeados com os leptinitos encaixantes ao sul da intrusão ocorrem fácies de mangerito-enderbito (meta quartzodioritos?) e de espinélio websterito uralitizado com bandas centimétricas de anfíbolitos (pontos 2MW234,235) que representam plutônicas encaixantes e/ou fatias tectônicas de partes da intrusiva.

### **3.3.4.2. Intrusão Fazenda Conceição**

A ocorrência da Faz. Conceição, com cerca de 3,5 x 2km apresenta piroxenitos e meta-gabronoritos bandados (Foto 56) a maciços. Ela está alojada em leptinitos e contem lentes de leptinito. A fácies cataclástica/milonítica dessas lentes é indicativa de provável fatiamento tectônico o que não exclui, porém, a possibilidade de constituírem mega-xenólitos ou tratos crustais envolvidos pelo magma. Como na intrusão de Água Clara, a fácies piroxenítica concentra-se a SW do corpo mas ocorre, também, como veios/sills centimétricos em fácies gabro-norítica.

### **3.3.4.3. Outros corpos máficos intrusivos**

O alinhamento dos corpos máfico-ultramáficos granulitizados Faz. Conceição - Água Clara continua para leste-sudeste com mais quatro corpos alongados e variavelmente tectonizados. Apresentam o mesmo modo de ocorrência já descrito: granulitos ácidos, leptinitos principalmente, entremeados por granulitos básicos a intermediários, nas partes elevadas como encaixantes das intrusões máfico-ultramáficas que ocorrem nos vales. As fácies piroxeníticas e mesmo meta-peridotíticas, como no Morro Santa Rita, entretanto, podem constituir regiões elevadas localizadamente. As fácies meta-máficas variam de termos melanocráticos, de transição para os orto-piroxenitos, até termos gabro-dioríticos que apresentam biotita vermelha sobrecrecida no opx e cpx.

Distinto destes corpos do conjunto Faz. Conceição-Água Clara, ocorre a cerca de 5 km a leste de Capelinha, encaixado em granulitos ácidos (granada gnaiss retrometamorfizado), um stock de metagabro (granada anfíbolito) que atingiu condições de anatexia, sob  $PH_2O$ , com mobilizados pegmatíticos a plagioclásio, turmalina, hornblenda centimétrica e granada almandínica de até 3 cm. Consistiu um pequeno morrote que se apresenta conspícuo e com forma circular, diâmetro de 700 m aproximadamente, em foto aérea. Corresponde à fácies de



transição entre os terrenos anidros e os terrenos anfibolíticos ou à fase intrusiva pós granulitização (não se tem relações de contato).

### **3.4.DOMÍNIO DOS TERRENOS GNÁISSICO-ANFIBOLÍTICOS**

#### **3.4.1. Área de ocorrência**

Os terrenos deste domínio estão indicados no mapa em hachuras como Complexo Anápolis-Itaçu porém sem o pontilhado que indica metamorfismo granulítico. Eles envolvem o Bloco granulitizado Capelinha a sul, leste e nordeste.. Os contatos são, via de regra, tectônicos mas existem fácies transicionais entre os dois domínios, como, por exemplo, a sudoeste de Ordália (norte-nordeste da área), onde leptinitos gradam para gnaisses biotíticos leucocráticos finos que estão associados com metaplutônicas máficas anfibolitizadas entre a Faz. Brasília e Ordália.

#### **3.4.2.Caracterização**

O Domínio dos Terrenos Gnáissico-anfibolíticos do Complexo Anápolis-Itaçu apresenta variações litológicas predominantemente entre anfibolitos, gnaisses diversos e migmatitos, distinguindo-se fácies retrometamórficas e fácies sem vestígio de terem sido granulitizadas. As primeiras geralmente situam-se em faixas tectonizadas tanto internamente quanto nos limites dos terrenos granulíticos. A natureza plutônica muitas vezes está evidenciada (texturas e estruturas ígneas, como brechas plutônicas) e com indícios localizados de corresponderem a plutonismo pós-granulitização. Localmente ocorrem supracrustais.

As deformações e metamorfismo com hidratação em fácies anfibolito barroiano que transformaram estas intrusivas afetaram, extensivamente, as rochas granulíticas, cristalizando-se hornblenda, biotita, titanita.. diaforéticas a partir dos minerais da fácies granulítica. Nos contatos e em zonas falhadas a diaforesse mais intensa dá a falsa idéia de transições metamórficas progradantes.

#### **3.4.3. Ocorrências de rochas supracrustais**

Fora da faixa de domínio principal dos terrenos do tipo *greenstone belt* (Sequência Anicuns-Itaberaí), ocorrem restos de supracrustais supostamente desta sequência associados principalmente com anfibolitos e gnaisses diversos. São destacadas as seguintes ocorrências:

1- quartzito ferruginoso contendo massas irregulares de actinolita xisto talcificado (p.ex. ponto 2MW121) e associado a granada-anfibolitos finos e gnaisses com mobilizados migmatíticos a NW de Araçu, junto ao Morro Santa Rita, onde se tem a extensão(?) do corpo máfico-ultramáfico Água Clara. É interpretado como possível remanescente de *greenstone belt*, (Winge,1990) vistas as ocorrências de metachert com *boudins* de rochas cálcio-silicatadas (Figura 4-4) e de granada-sillimanita gnaiss grafitoso próximas (pontos 2MW 201 e 124). Não se descarta, entretanto, a possibilidade de se tratar de tectonito silicoso em zona falhada, incorporando porções ultramáficas da intrusão com metamorfismo superimposto;

2-ao sul deste local (ponto 2MW201) ocorre granada anfibolito com variações para metachert com cerca de 20 m de espessura, onde são encontrados *boudins* e bandas dobradas e transpostas de rocha cálcio-silicatada;

3- 7 km a SW de Araçu (ponto 2MW485), em área de gnaisses com *boudins* métricos de anfibolitos, transicionando para filonitos e gnaisses finos, blasto-cataclásticos, ocorre metachert com fases de granadito e de actinolita granadito apresentando psilomelanos

supergênicos. Parece tratar-se de um resto (gondito) de *greenstone* em região de transição de gnaisses da fácies anfibolito para granulito;

#### 3.4.4. Terrenos plutônicos e meta-plutônicos

A cartografia das massas plutônicas é dificultada pelo metamorfismo, migmatização e tectonismo superimpostos, que descaracterizaram as rochas e tornaram os seus contatos difusos. Na área foram discriminadas várias regiões com massas meta-plutônicas de *trend* mais básico (anfibolitos) e *trend* mais ácido (gnaisse). A delimitação das mesmas não significa, necessariamente, que representem corpos plutônicos individualizados, mas sim, uma área de ocorrência de uma ou mais intrusões. Por outro lado, em vários pontos tem-se vestígios de orto-derivação mas as áreas não foram discriminadas porque as evidências são muito localizadas. Como será visto a seguir, muitas destas massas plutônicas tiveram origem complexa, com mistura de magmas e hibridização, do que decorreu a existência de porções de natureza magmática distintas como brechas, xenólitos e transições magmáticas. O metamorfismo e deformações de grau elevado superimpostos propiciaram uma maior descontinuidade e descaracterização dos protolitos, dando origem aos ubíquos gnaisses a hornblenda ou biotita e anfibolitos que apresentam todas as gradações entre si até em escala de afloramento. Consideradas essas restrições, foram delimitadas as seguintes áreas com meta-plutônicas: a) com *trend* mais básico: região da Faz. Monjolinho, a W de Ordália, com fácies meta-anortosítica localizada; Complexo Gabro-anortosítico Santa Bárbara, estudado por Silva (1991); intrusiva(s) gabro-diorítica a sul de Araçu; corpo(s) máfico-ultramáfico do Córrego do Bálsamo, a N de Avelinópolis; b) com *trend* intermediário a ácido: quartzodiorito/granodiorito no local Camaquã, NE da área; corpos granitóides ao sul/SW de Araçu

Fora da área detalhada, ocorrem muitos corpos de meta-plutonitos que talvez sejam correlatos destes como, por exemplo: quartzo-diorito a N de Taquaral, quartzo sienito milonítico a sul da Serra do Capim Puba, granodiorito da Serra da Pedra a W de Goianira descrito por Nilson & Motta (1969).

Como essas massas plutônicas estão localizadas em terrenos gnáissico-anfibolíticos entre blocos de terrenos granulíticos, elas foram aqui consideradas como parte do Complexo Anápolis-Itaçu. Entretanto, é muito provável que sejam, em parte pelo menos, cronocorrelatas das intrusões da Super-suíte Plutônica Americano do Brasil. Existem evidências, também, de várias fases intrusivas graníticas como, por exemplo, podem ser vistas nos afloramentos junto à ponte no Rio Salobro, a SW de Araçu (Foto 48).

##### 3.4.4.1. Meta-quartzo-diorito de Camaquã

Na região entre Ordália e Itaçu, no local Camaquã, domínio dos terrenos anfibolíticos do Complexo Anápolis-Itaçu, ocorre intrusão representada, hoje, por gnaisses quartzo-dioríticos (Foto 50; ponto 2MW248). Nas zonas apicais, graníticas com desenvolvimento de idióblastos de Or (Foto 30; ponto 2MW250) são encontrados xenólitos máficos.

Parte desses xenólitos correspondem, aparentemente, a fragmentos de granulitos máficos mostrando texturas simplectíticas (Fotomicrografia 48) de diaftorese isofacial com o grau metamórfico regional de fácies anfibolito que afetou as intrusões.

Nas regiões de contatos os granulitos encaixantes, leptinitos e granulitos máficos, apresentam-se tectonizados e com muscovita, biotita, anfibólios, epidotos.. decorrentes da diaftorese com hidratação. Assim, na subida da Serra Maria da Silva, no contato leste deste meta-quartzo-diorito, passando-se para o domínio dos granulitos, ocorrem rochas granulíticas muito tectonizadas, sendo significativa a ocorrência de meta-microdiorito blasto-porfirítico (Fotomicrografia 47; ponto 2MW246) que representa, provavelmente, apófises filonianas da

intrusão diorítica na zona tectonizada. Estes dados apontam para a colocação da fase intrusiva como posterior à granulitização do complexo e anterior ao metamorfismo anfibolítico regional.

A oeste e sudoeste ocorrem anfibolitos e gnaisses que talvez estejam relacionados com esta fase intrusiva, como, por exemplo, o meta-monzodiorito que aflora no Córrego Taquaral (ponto 2MW437).

#### **3.4.4.2. Meta-gabrodioritos e meta-granodioritos. a sul de Araçu**

Ao sul de Araçu, acompanhando a margem esquerda do Rio Salobo, desenvolvem-se terrenos de *stocks* meta-gábricos a meta-graníticos, frequentemente descaracterizados para anfibolitos e gnaisses.

Os termos intermediários, meta gabro-dioríticos (hornblenda, andesina, biotita,  $\pm$ quartzo..) com pequenos xenólitos máficos (biotititos a hornbendititos) são comuns. Correspondem, em parte, à área mapeada como unidade gabróica por Silva (1991). O aparecimento de K feldspato nestas rochas junto com o aumento da biotita (metamórfica) caracteriza termos dioríticos a monzo-dioríticos que gradam para rochas ácidas, granodioríticas, com o aumento de quartzo e diminuição dos máficos. Os K feldspatos nestes meta granodioritos (hornblenda/biotita gnaisses) tendem a apresentar-se em macrocristais.

Os corpos básicos a intermediários foram assinalados como contínuos no mapa. É provável, porém, que existam fases intrusivas múltiplas. Isto é sugerido pela ocorrência de xenólitos de fases geralmente mais básicas do que as hospedeiras. Entretanto, deformações e metamorfismo devem ter descaracterizado os prováveis contatos dessas fases.

Os *stocks* mais ácidos foram delimitados por foto-interpretação com apoio de campo, mas é certo que correspondem a eventos magmáticos diversos, separados por fases tectônicas (Foto 48). Destes corpos mais ácidos destaca-se o granito a monzo-quartzo-sienito *dent de chéval* abordado a seguir, juntamente com o Complexo gabro-anortosítico Santa Bárbara.

#### **3.4.4.3. Stock máfico-ultramáfico Córrego do Bálsamo**

Cerca de 6 km a norte de Avelinópolis ocorrem anfibolitos (metagabros) a biotita-anfibolitos (metagabrodioritos; ex: ponto 2MW421) com pequenos e esparsos xenólitos mais máficos. Associados ocorrem xistos ultramáficos (ex: pontos 2MW482 e 483) interpretados como níveis meta-peridotíticos a meta-piroxeníticos fracionados da massa intrusiva. Para o norte (2 km), há ocorrências semelhantes, com ocasionais fácies de anfibolitos plagioclásicos (meta-gabroanortosíticos) que correspondem a porções tectonicamente rompidas da mesma massa intrusiva ou a outros *stocks*.

#### **3.4.4.4. Complexo gabro-anortosítico Santa Bárbara**

O Complexo Gabro-anortosítico de Santa Bárbara, de dimensões batolíticas (Silva, 1991), ocorre no SE da área, na região drenada pelo Rio Anicuns. Dentre as rochas associadas na região (*encaixantes?*) são comuns as fácies gnáissicas porfiroblásticas, quartzo-dioríticas (e.g. ponto 2MW162) a graníticas, e fácies *migmatíticas* com anfibolitos envolvidos por material granitóide a pegmatítico (e.g. ponto 2MW472 a leste de Avelinópolis), com relações de contato de difícil determinação por causa do metamorfismo superimposto.

A fácies característica é a de anfibolito rico em plagiocásio, bandado a lineado, de tons contrastantes brancos dos plagioclásios com as bandas ou fitas verde-escuras da hornblenda e com intercalações centi-decímétricas de plagioclasito, por vezes sacaroidal, branco. Ocorrem níveis localizados de talco-actinolita xistos (provavelmente de antigas camadas de cumulos ultramáficos) e de magnetita titanífera e de ilmenita. São raras as fácies com textura bem preservada como a que aflora junto da ponte sobre o Rio Anicuns (Foto 43) no local Cachoeira. A ocorrência de xenólitos de meta-quartzodiorito neste mesmo local (Foto

44 e Fotomicrografia 46) indica que houve fase diorítica anterior englobada pelo magma que cristalizou o anortosito, contrariando a expectativa de ser sucedente ao anortosito, como verificado por Silva (1991) para as fácies metagabroicas a SE de Araçu. Este fato poderia indicar, porém, que a evolução do complexo gabronorito-anortosito-gabrodiorítico foi policíclica.

Os estudos de Silva (op.cit.) concluíram, entre outros pontos, que:

- a) meta-gabros que ocorrem a SE de Araçu (fora da área detalhada) são mais jovens mas geneticamente relacionados com o magmatismo que diferenciou os anortositos a partir de magma parental de basalto tholeítico, relativamente anidro;
- b) a alta razão ETRL/ETRP indica que a fonte basáltica já era fracionada para os anortositos;
- c) o quimismo distinto (razões MgO/FeO\* e teores Cr e Ni) indica que não há vinculação genética entre este complexo e as lentes máfico-ultramáficas que ocorrem dentro dos gnaisses granulíticos e leptinitos a E de Araçu;
- d) leptinitos encaixantes da unidade gabroica apresentam intercalações de anfibolitos e outras rochas o que, junto com características geoquímicas, apontaria para prováveis rochas vulcanogênicas.
- E) o plagioclásio ígneo do gabro-anortosito é mais básico (An50-70) do que o do anortosito pegmatóide (An45-48); o plagioclásio metamórfico é mais ácido (An26-38);
- f) os gabro-anortositos estão associados com noritos e gabro-noritos.

É provável que parte dos gnaisses tidos como de embasamento encaixante (Complexo Granito-gnáissico de Silva, op.cit.), à semelhança do que é comprovado em vários locais, correspondam a massas plutônicas graníticas a híbridas associadas à evolução tectono-magmática dos gabro-anortositos, gnaissificadas e migmatizadas em eventos posteriores.

Verificou-se na presente pesquisa que os leptinitos guardam em vários pontos traços da origem a partir de granitóides milonitizados *a seco*. A ocorrência dos mesmos a sul de Araçu como encaixantes dos meta-gabros, metagabrodioritos, meta-anortositos metamorfizados na fácies anfibolito sob alta  $P_{H_2O}$  indica que as intrusões gabro-anortosíticas ocorreram em crosta continentalizada (granitóides transformados em leptinitos) posteriormente à granulitização.

Os *stocks* de rochas granitóides que ocorrem junto deste complexo de rochas meta-gabro-dioríticas e anortosíticas e no NE da área correspondem, provavelmente, a uma evolução magmática a partir das fases básicas por diferenciação, anatexia crustal, contaminação e/ou hibridização magmática em um padrão semelhante ao das suítes básica e ácida da Super-suíte Plutônica Americano do Brasil com as quais talvez se correlacionem. Apontando nesta direção, tem-se a ocorrência de xenólitos de meta-plutônicas básicas a intermediárias e a associação espacial entre as fácies básicas e ácidas.

Os granitóides geralmente apresentam-se como gnaisses mas, em raros pontos (e.g. ponto 2MW465, no local Estiva), tem-se fácies mais preservadas como a do monzogranito *dent de chéval* com fácies tendendo a rapakivi (estruturas oclares sobrecrecidas com o próprio Or e oligoclásio intersticial) que ocorre em contato (não determinado) a NW do complexo meta-anortosítico. Os fenocristais centimétricos e tardios de Or (Fotos 45,46) cresceram sobre matriz diorítica, onde destacam-se hornblenda Fe-hastingsita e a biotita quase negra, ferro-titaníferas. Fase quartzo-diorítica foi injetada e deformada provavelmente durante o resfriamento (Foto 47). Esta ocorrência, pela fácies facoidal, é semelhante à que ocorre 15 km de Araçu para Inhumas (ponto 2MW170), fora da área detalhada, onde granito faz contato térmico com metachert intercalado em granada biotita xisto feldspático.

O quadro geológico do complexo anortosítico, a partir desses dados, indica uma possível evolução como complexo cratogênico, desenvolvendo uma suíte tipo N-A-M (norito-anortosito- monzodiorito de Eklund, 1994) acompanhada/sucedida por palingênese crustal, dando origem a magmas híbridos.

## 4. ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL

### 4.1. INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA DOS LINEAMENTOS REGIONAIS

No Brasil Central (ver mapa geológico regional) sobressaem dois sistemas de lineamentos tectono-estruturais, envolvendo tanto a infra-estrutura quanto a supra-estrutura crustal e que estão relacionados com as faixas granulíticas e com importantes lineamentos magnéticos (ver Mapa Geológico do Brasil em 1/2.500.000, Schobbenhaus et al.,1984). Eles correspondem, respectivamente, aos *trends* regionais **NW-SE** e **NE-SW** dos cinturões granulíticos Alfenas ao sul e Ceres ao norte, definidos por Almeida (1981). O Lineamento Transbrasiliiano (Schobbenhaus et al.1975), corresponde a um cinturão de faixas de cisalhamento com extensão transgondwânica (ver Cap.2) que se dispõe paralelamente a oeste do cinturão granulítico Ceres e incorpora, também, uma faixa granulítica a NW de Porangatu.

Os lineamentos foto-interpretados (mapa regional) são balisados por níveis de metassedimentos, destacando-se níveis de quartzitos dos grupos Araxá, Canastra, Araí e Paranoá, por foliações de rochas gnaissificadas e milonitizadas da infra-estrutura e por planos de falhas e fraturas diversas.

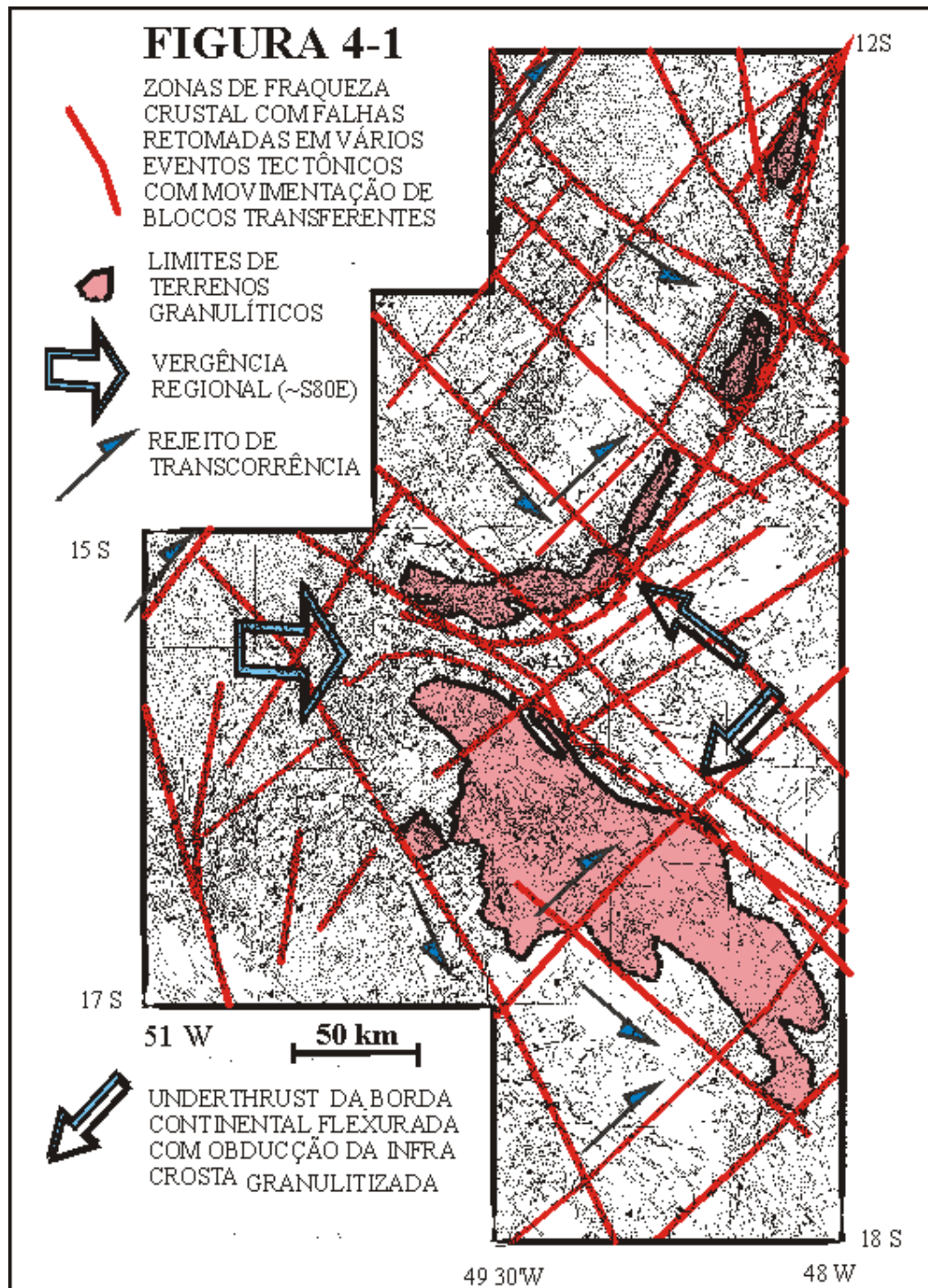
As faixas granulíticas estão inseridas em blocos crustais delimitados por importantes falhas (Figura 4-1) que truncam e defletem lineamentos direcionais. Estes blocos apresentam larguras aproximadas de 80km em NE-SW ao norte e de 100km em NW-SE ao sul. A idade de ~2,1 Ba. para o Granito Pau de Mel (Pimentel et al,1993) alojado no bloco ao norte indica que os terrenos que compõem estes blocos foram gerados ou retrabalhados no Ciclo Transamazônico. Os mapas de anomalia Bouguer (figuras 2-3;4-2) mostram que estes blocos estão separados por gradientes gravimétricos mais acentuados. As zonas de maior gradiente estão posicionadas sobre as faixas granulitizadas e correspondem a suturas colisionais (Marangoni,1994), onde se tem falhas inversas com mergulhos para WNW, ao norte, e para WSW, ao sul. Algumas falhas como, por exemplo, às localizadas a oeste dos complexos Cana Brava (ver mapa regional-Anexo) e Niquelândia, mergulham no sentido contrário e, provavelmente, originaram-se por retro-empurrões com estruturação *pop up* e/ou rebotes lístricos da tectônica compressional que alçou os blocos com granulitos.

A leste do alinhamento de forte contraste gravimétrico, há grande espessamento crustal (Assumpção et al.,1985; Marangoni, 1994), com a flexura de embasamento gnáissico sobreposto por expressivo capeamento metassedimentar. A oeste desses blocos, estão os terrenos granito-*greenstone* arqueanos, em uma região mais central, e terrenos de acreção neoproterozóica (arcos de ilha e suas raízes) ao norte (região de Mara Rosa, Porangatu) e ao sul (região de Jaupaci, Arenópolis..). Terrenos vulcano-sedimentares de acreção paleoproterozóica (região de Mossâmedes) são envolvidos entre blocos arqueanos e neoproterozóicos no SW da área. Capeamentos de coberturas meso e neoproterozóicas, geralmente descolados, ocorrem por toda a região, principalmente como estruturas sinclínicas entre blocos crustais alçados.

Outros lineamentos tectono-estruturais, além dos NW-SE e NE-SW, ocorrem na área, destacando-se os E-W e os N-S que podem apresentar-se em zig-zag dentro do *trend* regional. Os lineamentos preferenciais E-W são verificados, por exemplo, junto a inflexões estruturais como na Serra dos Pirineus, na Serra Dourada a N de Mossâmedes e em outros lugares, como na região entre Piracanjuba e Pontalina. Várias regiões apresentam lineamentos em N-S. As direções estruturais na Serra de Canabrava, ao norte da área, por exemplo, são praticamente meridianas. Assim, também, na região de Pontalina, ao sul da área, as direções relacionadas com falhas de empurrão tem direção NS a NNW-SSE. Mas é principalmente junto dos terrenos neoproterozóicos, no SW da área mapeada, com os importantes lineamentos São Luis de Montes Belos e Fazenda Nova, onde falhas direcionais dispõem-se em *rabo de cavalo*, que a direção NS, além de conspícua, retrata suturas crustais importantes indicadas pelos *rosários* de corpos alpinos que ocorrem paralelamente a estes lineamentos (ver mapa regional) com terrenos

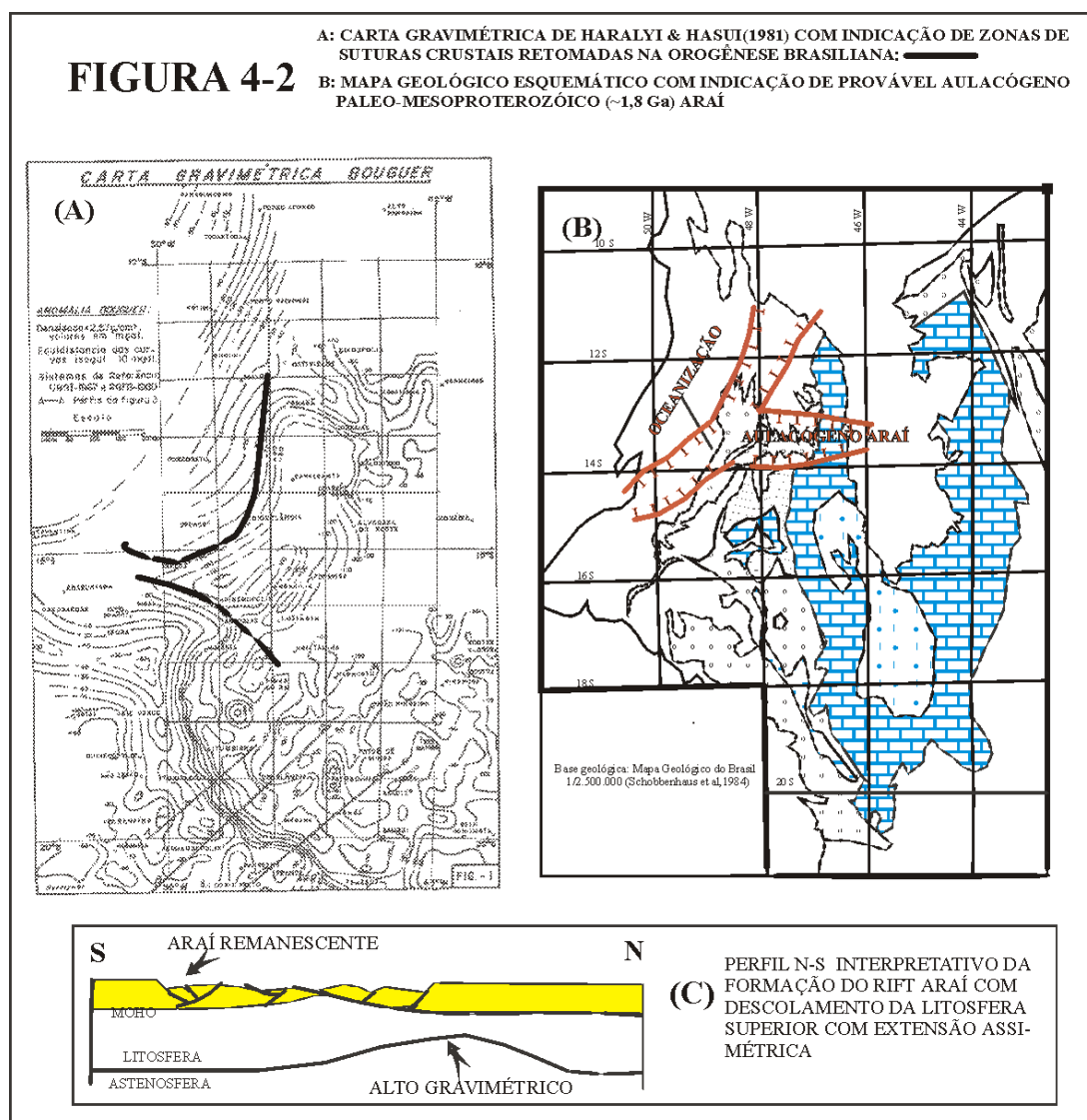
arqueanos ao norte (embasamento do *greenstone belt*) e transamazônicos (sequência Mossamedes e sua infraestrutura gnáissico-migmatítica) ao sul.

Na porção ocidental da área detalhada (ver Mapa Geológico), ocorre o domínio dos terrenos supracrustais, compondo estrutura sinclinal compartimentada por falhas NNW-SSE. Propõe-se denominar Lineamento Serra da Gibóia a esta faixa de fragilidade crustal com orientação NNW-SSE e que passa a leste de Anicuns e na Serra da Gibóia ao sul, fora da área detalhada. Ela corresponde, grosso modo, ao prolongamento sudeste da zona falhada que limita o *greenstone belt* de Goiás. É possível que os terrenos de infraestrutura a oeste do Lineamento Serra da Gibóia correspondam a terrenos acrescidos em tempos transamazônicos junto a bordas cratônicas arqueanas, visto serem representados por gnaisses com relictos de rochas



cálcio-silicáticas e máficas que poderiam representar fácies internas, migmatizados da Sequência Mossamedes que ocorre ao lado. Estes terrenos, sem dúvida, foram retrabalhados no Ciclo Brasileiro (borda continental) com granitogênese importante.

As rochas dos lineamentos miloníticos da zona de sutura associada aos complexos máfico-ultramáfico granulitizados e que foi determinada por Marangoni (1994) têm assinatura isotópica brasileira como visto no Capítulo 2. Entretanto, esta sutura crustal é mais antiga. Ela é, no mínimo, uruaçuana, vistas as idades (~1,58 a 1,73 Ba.) determinadas por Ferreira et al. (1992a, 1994a) e Suita et al. (1994) para as rochas dos complexos Niquelândia e Barro Alto que estão, como Cana Brava, sediadas ao longo desta zona de fraqueza crustal. A ocorrência das



seqüências vulcano-sedimentares sistematicamente posicionadas a oeste desta sutura e a natureza faciológica de seus meta-basaltos e rochas afins indicam a formação de crosta oceânica, provavelmente em bacias restritas (assinaturas geoquímicas são de *back arc* - ver Cap. 2 e 6).

A leste desta sutura, o Grupo Araí, na sua *área tipo*, estende-se em direção E-W, direção do provável *trend* estrutural do rift paleo-mesoproterozóico, sob dobras N-S das deformações brasileiras superimpostas. Esta direção E-W, transversal à da sutura onde ocorrem os complexos granulitizados, está retratada no mapa de anomalia Bouguer de Haralyi & Hasui (1981) na forma de um alto gravimétrico em WNW-ESE (Figura 4-2 A), deslocado cerca de 40 km para o norte da zona de ocorrências mais expressivas do Grupo Araí. A interpretação destes fatos é de que



este *rift* Araí correspondia, provavelmente, a aulacógeno com abertura para a bacia oceânica restrita das sequências vulcano-sedimentares a oeste (Figura 4-2B). O alto gravimétrico pode ser interpretado, segundo o quadro proposto, como uma elevação da litosfera mantélica nas raízes de falhamentos listricos do *rifteamento*. Tais falhas profundas poderiam, também, ter sido retomadas nas fases extensionais e compressivas da Orogênese Brasileira mas como rampas e zonas de transcorrência porque o padrão estrutural é o de dobras em N-S coerente com a vergência orogênica dominante para leste.

No mesmo paralelo do *rift* Araí, ~50 km a leste, ocorre a Sequência São Domingos estruturada em *graben* de orientação E-W e com associação litológica um pouco mais imatura mas que lembra a do Grupo Araí (meta-vulcânicas ácidas e máficas associadas com filitos e grauvacas, granitos e pegmatitos estaníferos) sob a cobertura do Bambuí cratônico. Esta correlação implicaria em fase compressional uruaçuana (?) no *graben* São Domingos antes da deposição do Grupo Bambuí. Coincidentemente, 250 km a leste, no mesmo paralelo, o embasamento está altimetricamente elevado no Bambuí cratônico (região de Correntina, Bahia) e, mais a leste ainda, no domínio do Grupo Espinhaço, tem-se riolitos e granitos subvulcânicos estaníferos de magmatismo análogo e sincrônico ao do Grupo Araí nas porções basais do aulacógeno da Chapada Diamantina (região da sinclinal de Água Quente, Paramirim, Bahia), sugerindo uma estrutura termo-tectônica de grande extensão, hoje em E-W, desenvolvida há cerca de 1.800 Ma. em continente paleoproterozóico.

Os lineamentos NE-SW e NW-SE, além de determinarem a organização estrutural maior, paralelamente aos limites dos cinturões granulíticos, ocorrem por toda a região central do Brasil e cortam-se sub-perpendicularmente em vários locais (Figura 4-1). Correspondem, em grande parte, a falhas transcorrentes profundas o que é evidenciado pela extraordinária continuidade, conforme vários modelos tectono-estruturais (e.g. Vendeville et al., 1987), e pela grande extensão destas falhas, independentemente dos terrenos que cortam, sejam de supra sejam de infra-estrutura. Metassedimentos tanto são truncados quanto virgam e amoldam-se próximos aos cruzamentos das falhas, indicando retrabalhamentos e interação das mesmas em várias épocas. Em decorrência, o quadro tectono-estrutural regional mostra blocos crustais em um padrão quase ortogonal, verificando-se transcorrências dextróginas nas falhas NE-SW e levóginas nas falhas NW-SE e falhas inversas com mergulhos médios para os quadrantes oeste. Isto mostra uma tensão média crustal orientada em EW aproximadamente e vergências para E. Estes lineamentos mais discretos truncando subperpendicularmente o outro sistema mais penetrativo corresponde ao que Marini et al. (1984b) chamaram de Lineamento Transversal Goiano. A transcorrência diferencial entre blocos laterais, em um esquema semelhante ao da Figura 2-2, provavelmente alterou o vetor de vergência regional com transferências e escapes em rampas frontais sub-perpendiculares ao deslocamento dos blocos transcorrentes, produzindo falhas inversas e dobras em bainha. Este esquema geral é coerente com frequentes indicadores cinemáticos (lineações minerais e de estiramento, *rods* de quartzo, dobras de arrasto, vergências de dobras, atitudes de falhas..), que apontam vergência regional preferencial para o rumo E a S80E. No *foreland*, a leste da área mapeada, esta vergência produziu falhas de baixo ângulo nos grupos Paranoá e Bambuí e o cavalgamento destes pelos grupos Canastra, Araí e Araxá e embasamento gnáissico nas imediações das zonas de sutura junto dos complexos granulíticos.

Ao norte do paralelo 15°30'S as direções NE-SW virgam na forma de um gancho ou *boumerang* com a concavidade e mergulhos para o N (na Serra dos Pireneus compõe a Mega-inflexão dos Pireneus de Araújo Filho, 1980, 1981, 1992), e assumem direções até N75W com mergulhos fracos para NE mais para W. O Complexo Barro Alto acompanha a virgação deste importante acidente tectono-estrutural no bloco crustal ao norte (Figura 4-1). Ao sul, as direções NW-SE virgam no sentido contrário como uma imagem em *espelho* das estruturas que ocorrem ao norte: os lineamentos NW-SE, bem definidos pelos granulitos e diaforitos associados da região de Anápolis e pelos metassedimentos Araxá da Serra de Jaraguá, infletem para E-W ao N



de Uruíta, junto de Uruana, e daí para NE-SW ao longo da Serra do Altamiro que se prolonga com rumo S, pela Serra Dourada.

As duas virgações compõem um *feixe* de lineamentos tectono-estruturais que encontra-se nas proximidades da Cidade de Uruana. Falhas de baixo ângulo nesta região indicam vergências de N para S, ao norte, e de S para N ao sul da Megainflexão dos Pireneus (Fotos 18 a 22). A interação destes esforços está bem registrada em padrões mesoscópicos e microscópicos de interferência estrutural com vários sistemas de crenulações, identificando-se até 6 fases de deformação relativas a quatro episódios deformativos na região dos Pireneus (Araújo Filho & Faria, 1992; Araújo Filho, 1992). A ocorrência localizada de indicadores cinemáticos inversos em planos de cisalhamento discretos, de baixo ângulo, associados e sub-paralelos a planos miloníticos mais penetrativos, como pode ser visto, por exemplo, no embasamento junto à terminação noroeste da Serra de Jaraguá, mostra que houve interação de falhas inversas com vergência quase contrária nestas regiões estruturalmente complexas. A disposição de lineamentos direcionais (estratigráficos e tectônicos) em semi-círculos, com foliações apresentando mergulhos verticais a centrípetos sugere que nestas regiões (aqui deve ser incluída também a região a sul da Serra Dourada/ leste da falha Fazenda Nova) tenham ocorrido empilhamentos tectônicos significativos (extrusão das *nappes*?) como oroclinais da colisão brasileira e que foram abatidos (colapso) em fase de rebote tectônico.

Os domos de Cristalina, Brasília, Caldas Novas(?).. talvez estejam relacionados com a superposição e interferência de esforços, pois situam-se em regiões de cruzamento de lineamentos tectônicos. A sudeste do Complexo Niquelândia ocorrem lineamentos circulares nos metassedimentos Paranoá. Eles são pouco conspícuos em imagem de satélite e truncam lineamentos direcionais em NE-SW, principais, e NW-SE. É possível que em profundidade tenham-se estruturas dômicas do tipo dos granitos Serra da Mesa ou estruturas tipo Domo de Cristalina. A deformação de falhas de cavalgamento, como ocorre em Cristalina e Caldas Novas (Drake, 1980), indica que a formação destas estruturas ocorreu durante ou após evento da tectônica de *nappes* de idade neoproterozóica. A elevação da infra-estrutura nestes locais poderia estar associada:

- 1) a um evento extensional (E1 extensional de Araújo Filho, 1992) com aumento de fluxo calórico crustal, estruturando-se complexos de núcleos metamórficos com a infra-crosta dispondo-se em altos e baixos do embasamento refletidos na supracrosta;
- 2) a zonas de transtensão nos cruzamentos de falhas transcorrentes na infracrosta junto com mobilização de fluidos e palingênese limitada, produzindo diapirismo restrito de massas gnáissicas da infraestrutura, abobadando a supraestrutura;
- 3) a altos-fundos do embasamento.

Adicionalmente à hipótese 1, pode-se especular se as estruturas dômicas, tanto às com núcleo granítico exposto quanto às com capeamento sedimentar/metassedimentar, não são decorrentes de estiramento litosférico, consequente à fase compressiva com duplicação crustal (tectônica de cavalgamentos) propiciada pelas falhas inversas que elevaram a infracrosta granulitizada; com tal estiramento ocorreriam gradientes geotérmicos mais fortes e suficientes para a palingênese de zonas preferenciais (mais transtensionadas, quimicamente mais próximas do eutético granítico e/ou com concentração de fluidos,...), principalmente da base da crosta, ativando o diapirismo localizado de massas aquecidas e leves.

Dobras em bainha ocorrem ao longo da Serra dos Pirineus onde se tem lineamentos direcionais quilométricos em E-W, que *nasce*m de lineamentos transversais, como os que envolvem o meta-granito estanífero Fazenda Raizama na Serra do Quebra Rabicho e que se terminam em leques truncados a sul de Cocalzinho. Estilo semelhante é verificado na região a SW de Piracanjuba. São mais um indicador da importante movimentação de massa vergente para leste na Orogênese Brasileira.

As regiões mais antigas do Maciço Mediano de Goiás mostram direções em NW-SE (Goiás) a NNW-SSE, tendendo a N-S (Crixás-Hidrolina). Estas direções apresentam-se, muitas

vezes, transversais às direções regionais registradas no Grupo Araxá e em falhas a ele associadas nesses locais. Entretanto, o exame de estruturas menores indica que falhas inversas e direções de dobramentos de deformações proterozóicas correspondem, em grande parte, às mesmas direções dos *greenstone belts*. Um exemplo pode ser visto na estruturação da Serra da Cardoso, a W de Itaberaí, onde o Grupo Araxá e o *greenstone* sotoposto têm direções coincidentes e em continuação ao *trend* geral em N70W da calha de Goiás e com vergência para o N. Assim, a imbricação tectônica por falhas inversas de rochas tidas como do Grupo Araxá sob rochas do *greenstone belt* de Goiás indica que a estruturação e metamorfismo deste foram realizados e/ou finalizados no Proterozóico.

O domo granito-gnáissico de Hidrolina apresenta falhas e fraturas preenchidas por diques e *sills* máficos transformados em anfibolitos (Danni et al., 1986). Dentre as falhas preenchidas destaca-se a denominada Lineamento Taquaruçu em NW-SE e que é interrompida pelo *stock* diorítico de Posselândia, datado por U-Pb em zircão com 2.146  $\pm$  1,6 Ma (Pimentel et al., 1990), o que garante que os terrenos *granito-greenstone* já estavam estabilizados no Paleoproterozóico. Porém, este lineamento foi retomado até o Ciclo Brasileiro visto que se estende, descontinuamente, por mais de 320 km, desde a cidade do Gama, DF, onde afeta rochas do Grupo Paranoá, até 50 km a NW de Santa Terezinha, GO, onde se tem, provavelmente, rochas geradas em arco de ilha durante o Neoproterozóico, conforme Pimentel & Fuck (1992). Este lineamento trunca o Complexo Barro Alto na região em que este virga de NNE-SSW para E-W; para SE, transversalmente às direções de dobramentos do Grupo Araxá, ele corta ou pelo menos reflete-se em todas as unidades pré-cambrianas, desde as de infra-estrutura arqueana a proterozóica até às da supra-estrutura proterozóica.

Paralelos a esse lineamento ocorrem vários outros, destacando-se os que passam nos limites dos terrenos granulíticos, segmentando os complexos máfico-ultramáficos: a N e a S dos complexos Niquelândia e Barro Alto. O que passa ao S do Complexo Barro Alto, junto das cidades de Uruana, Jaraguá, Abadiânia, corresponde, com inflexões, também ao limite NE do Complexo Anápolis-Itauçu, sendo que, na região de Abadiânia, ele balisa a zona de *mélange* (*mélange* ofiolítica de Strieder, 1989) nos contatos do Grupo Araxá com rochas granulíticas e granito-gnáissicas milonitizadas.

Entre o Lineamento Taquaruçu e este (Uruana-Abadiânia) ocorre outro paralelo em NW-SE, não tão conspicuo em imagens de satélite, que propiciou, na região de Santa Isabel, o encaixe ou engavetamento de cunha granito-gnáissica, com cerca de 15 x 5 km em NW-SE, dentro de granulitos anfibolitizados e milonitizados do Complexo de Barro Alto, envolvendo também xistos Araxá. Junto ao seu prolongamento para SE, dentro dos xistos e quartzitos do Grupo Araxá, são encontrados pequenos corpos alpinos, principalmente próximos às interseções com falhamentos NE-SW, e que são indicativos de importantes descontinuidades crustais.

As bordas da Bacia do Paraná foram afetadas por falhamentos que retomaram esses antigos planos tectônicos pré-cambrianos, conforme registrado no S e SW do mapa regional foto-interpretado.

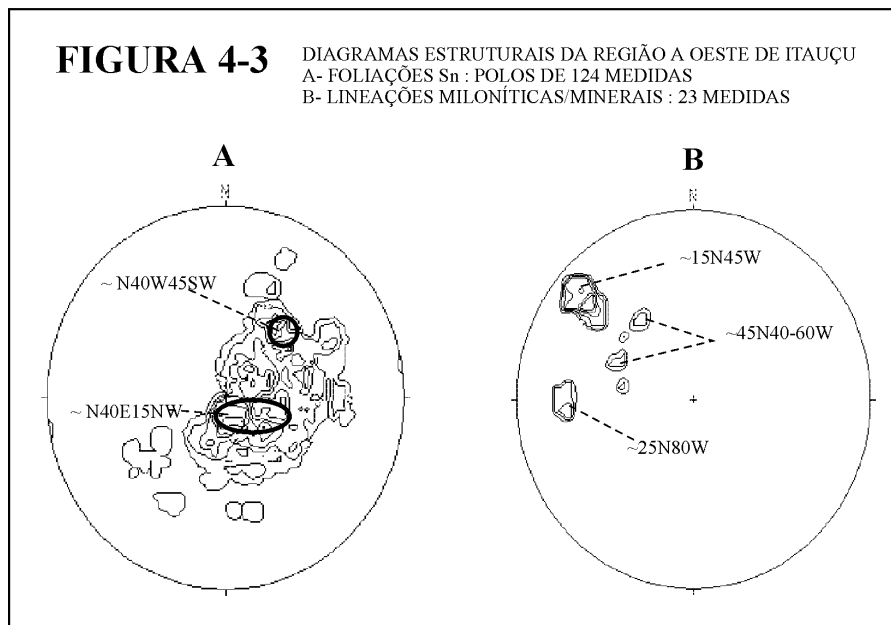
## 4.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DETALHADA

Na área detalhada o padrão de lineamentos tectônicos é semelhante ao verificado em nível regional, com o entre-cruzamento de falhas transcorrentes NW-SE levóginas e NE-SW dextróginas. Falhas com direções mais próximas de N-S e de E-W seguem, com algumas exceções, esta tendência de rejeitos. Cerca de 5km a E de Americano do Brasil, as duas direções se cruzam e o seu estudo fotogeológico indica que ocorreu interação entre os dois sistemas de falhamentos. Falhas inversas mostram lineações de estiramento mineral e esteiras cataclásticas em N70W, apontando vergência para ESE.

A oeste tem-se o Lineamento Serra da Gibóia, onde ficaram preservados extensivamente terrenos supracrustais de várias idades. Os terrenos *greenstone* e gnáissicos associados nesta

faixa apresentam estilos deformacionais influenciados pelas transcorrências, sendo comuns a milonitização e as lineações direcionais com dobras transpostas e sem raízes.

Esta faixa de fraqueza crustal serviu, também, para alojar *stocks* e batolitos da Supersuíte Plutônica Americano do Brasil. Essas intrusões além de alojaram-se, preferencialmente, ao longo das zonas de fraqueza, foram, também, afetadas pelos falhamentos cujas condições termodinâmicas variaram da fácies anfibolito a xisto verde, com eventos alternados de milonitização e blastese. Isto indica uma evolução desta faixa tectonizada em pulsos, com eventos extensionais (eventos de intrusão) e compressionais (eventos de milonitização) alternados, e que remonta, talvez, a épocas arqueanas, dada a extensão deste lineamento tectônico até os limites falhados da calha do *greenstone belt* de Goiás a NW, fora da área.

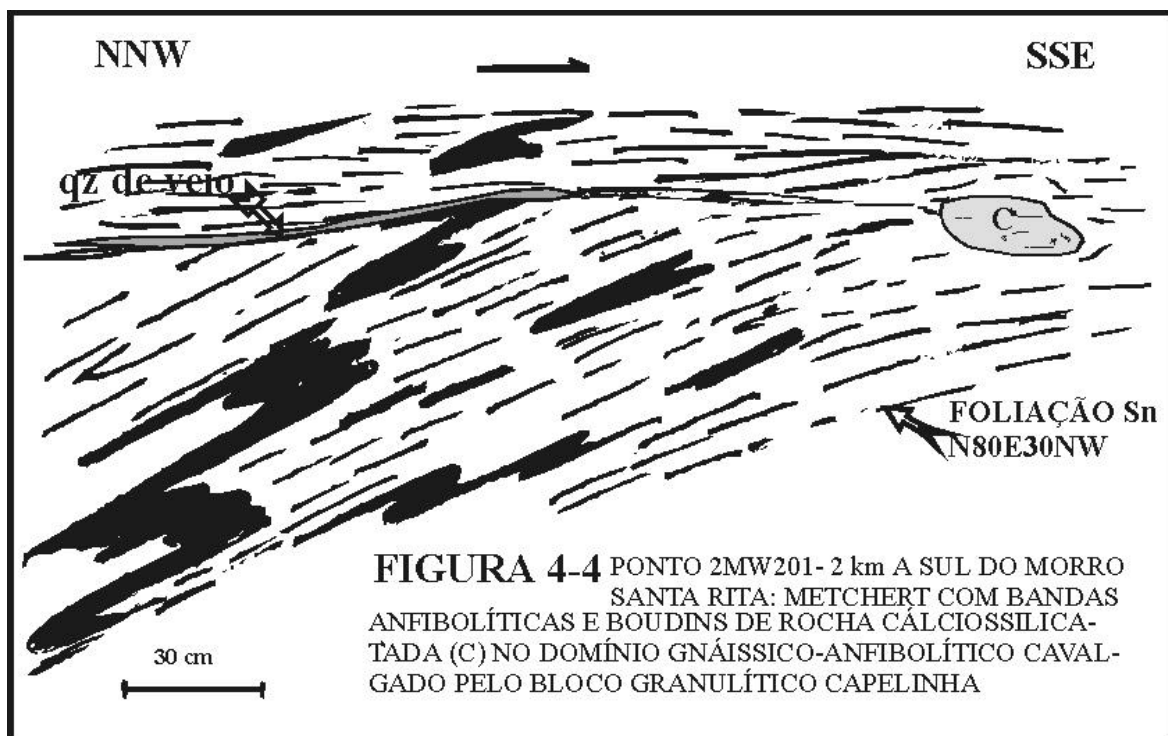


Metassedimentos de *trend* sub-horizontal, correlacionados com o Grupo Araxá (Serra Dourada), que ocorrem junto de Americano do Brasil apresentam xistosidade  $S_n$  transposta, filonitizada (fácies *mil folhas*) e crenulada em duas fases, com dobramentos suaves associados, em uma sucessão que indica pelo menos 4 fases de deformação.

As foliações ( $S_n$ ) mostram tendência de mergulhos para os quadrantes W, com duas concentrações de polos: N40W45SW e N40E15NW (Figura 4-3A). As lineações de estiramento (Figura 4-3B) têm caimento fraco para NW e WNW em *dip slope* nas foliações NE e direcionais a oblíquas nas NW, com indicadores cinemáticos de transporte para ESE, coerentes com as falhas inversas mapeadas a S e SW de Araçu (canto SE do mapa geológico).

As rochas da infra-estrutura (granulitos, gnaisses diversos, anfibolitos, migmatitos..) apresentam, comumente, foliação gnáissico-milonítica penetrativa, com *augen*, lineações minerais e/ou com esteiras cataclásticas e vestígios de fases de deformações anteriores em microlitos e bengalas de transposição. As paragêneses e texturas relacionadas com este metamorfismo dinâmico registram eventos alternados de cominuição e blastese de minerais em condições variando do fácies anfibolito a xisto verde e com reologia fortemente dependente do grau de hidratação das rochas.

A zona central da área corresponde a um bloco de terrenos granulíticos (Bloco Capelinha; ver Cap.3), limitado por falhas com milonitos e ultramilonitos e que se estrutura em antifórme irregular, com eixo principal orientado em N75-80W ocupado pelos corpos máfico-ultramáficos de Água Clara e associados (Figura 3-1). As foliações, fora das zonas de transcorrências, apresentam mergulhos geralmente fracos. Este bloco está separado dos demais terrenos granulíticos do Complexo Anápolis-Itauçu que se desenvolve a leste desta área por terrenos



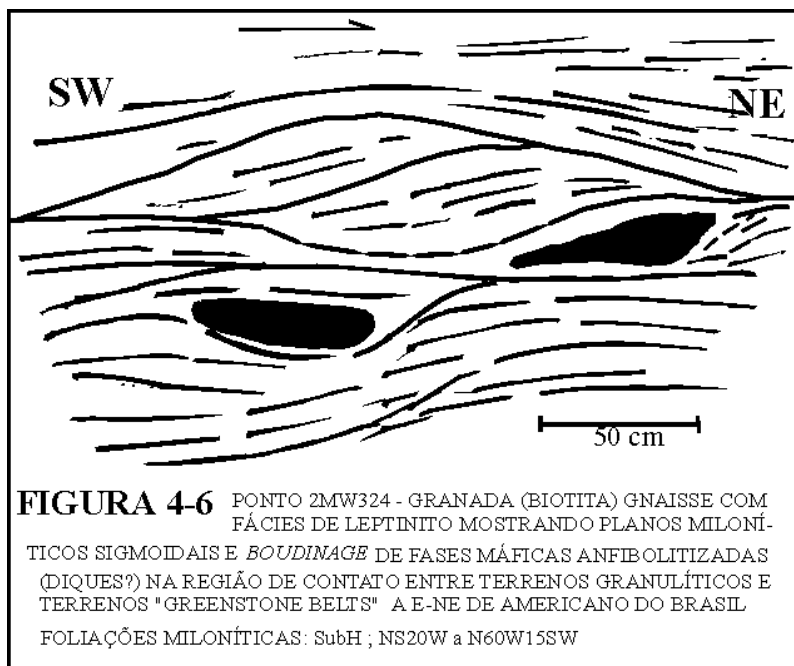
gnáissico-migmatíticos e anfibolíticos polifásicos com restos de supracrustais (calcissilicatadas, metachert..) e meta-plutônicas (gnaisses e anfibolitos) derivados, certamente, de mais de um evento magmático com indicações de fases pós-granulíticas (ver Cap. 2).

O Bloco Capelinha corresponde a uma elevação crustal, enquanto que os terrenos anfibolíticos correspondem a abatimentos crustais lístricos e/ ou fatias cavalgadas/ cavalgantes (lascas de empurrão) de tectonismo tangencial com indicadores cinemáticos como os da Figura 4-4. Esta tectônica envolveu, a SE, fora da área, o Complexo Gabro-anortosítico de Santa Bárbara e o Grupo Araxá (Silva,1991) e, a SW e S, as rochas supracrustais do *greenstone belt* (Foto 35). A ocorrência de meta-peridotito recristalizado na fácies granulito (opx e ol com junções tríplexes) e fortemente tectonizado em fácies anfibolito/xisto verde junto de Avelinópolis em plano de falha



deste cavalgamento para sudeste merece mais estudos para verificar se não se trata de corpo alpino indicador de sutura crustal importante. A vergência deste tectonismo talvez tenha sido condicionada pelos movimentos transcorrentes ao longo das falhas NNW-SSE. Localizadamente, como por exemplo junto ao Complexo Santa Bárbara, em anfibolitos (metagabros) na Faz. Santa Terezinha (ponto 2MW456) e 4 km a NE de Avelinópolis (Figura 4-5) os indicadores cinemáticos atestam movimentos contrários ao esperado, sugerindo rebote do tectonismo compressional, com falhamentos lístricos talvez aproveitando os planos de empurrão.

Próximo ao contato com as rochas do *greenstone belt* a oeste, o Bloco Capelinha apresenta, localmente, estruturas S-C com indicador cinemático de *overthrust* de W para E (Figura 4-6). Como o bloco Capelinha, granulitizado, atingiu níveis crustais mais profundos do que o bloco a oeste, com supracrustais na fácies epidoto-anfibolito, esta movimentação provavelmente deve ter se dado por uma retomada de falhas de gravidade durante a fase compressiva.

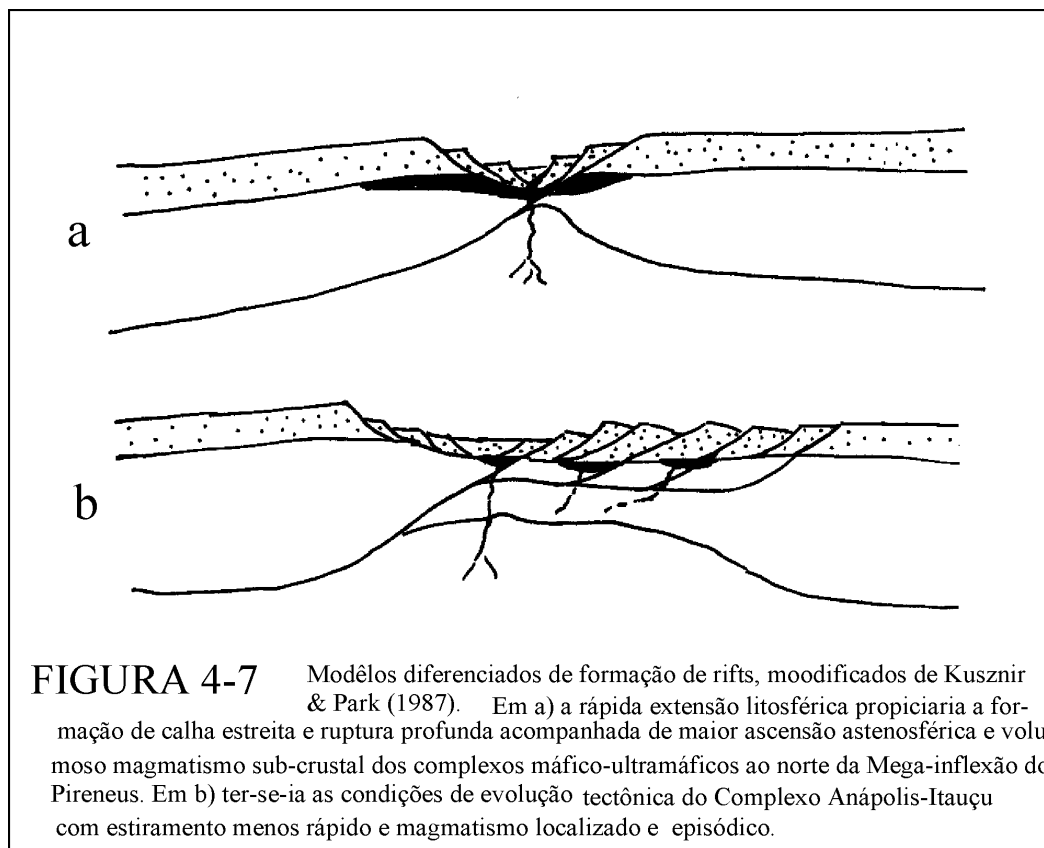


### 4.3. DISCUSSÃO

A ocorrência de complexos máfico-ultramáficos de maior porte ao norte da Mega-inflexão dos Pireneus com relação aos corpos máfico-ultramáficos ao sul provavelmente está relacionada, atendendo modelo de Kusznir & Park, 1987, a diferentes taxas de deformação crustal durante a fase *rift* : ao N, a deformação mais rápida levaria à formação de sistemas mais estreitos, com maior ascensão astenosférica, propiciando maior volume de magmatismo sub-crustal, enquanto que no Complexo Anápolis-Itauçu o *rift* estender-se-ia por faixa ampla, conforme a Figura 4-7.

Dentro desta possibilidade, aventa-se, ainda, a hipótese de que o *rift* junto aos complexos máfico-ultramáficos poderia ter evoluído para margens continentais passivas com vulcanismo associado, à semelhança do que ocorreu durante o *rifteamento* do Atlântico Norte (e.g. Mutter et al, 1988; White & McKenzie, 1989; Zehnder et al, 1990), quando se deram importantes acreções de magmatismo infracrustal (*underplating*) sob a crosta siálica de transição e com efusão basáltica na forma de sills, diques e derrames na plataforma continental das costas da Noruega - Escócia-Irlanda de um lado e da Groenlândia do outro lado do *Rift* Atlântico. Neste modelo as sequências vulcano-sedimentares associadas aos complexos poderiam representar os registros da existência de mar aberto lateralmente, ou seja, seriam de mesma idade que os complexos.

Já o *rifteamento* ao sul, no Complexo Anápolis-Itaçu, poderia ser do tipo Golfo de Biscaya, *não vulcânico*, com ampla plataforma estabelecida sobre crosta continental lentamente estirada e com pouco magmatismo associado ao *rifteamento*. Alternativamente, o *rifteamento*



deste complexo poderia ser essencialmente intra-continental, sem desenvolver crosta oceânica.

A continuidade das linhas de fraqueza por até centenas de quilômetros (Figura 4-1), cortando transversalmente as zonas de suturas crustais e afetando de forma variável a supraestrutura representada por metassedimentos Paranoá, indica que a tectônica atuante foi brasileira a pós brasileira. Entretanto, em algumas dessas linhas de fraqueza, como a do Lineamento Taquaruçu, se tem indicação de origem paleoproterozóica ou mais antiga (Pimentel et. al,1990), talvez arqueana.

Duas possibilidades imediatas são visualizadas para explicar este fato:

- 1) a natureza continental permaneceu durante a evolução crustal do Arqueano até o Neoproterozóico com bacias intra-siáticas;
- 2) as zonas de fraqueza foram reaproveitadas transversalmente às bacias oceânicas como sistema secundário de falhas de rasgamento.

Estas falhas transversais teriam evoluído para transformantes nos *rifts* oceânicos durante a fase extensional, à semelhança do verificado no Gabão (Edwards & Santogrossi,1989). A subducção da placa oceânica marcaria zonas colisionais variáveis em tectonismo e magmatismo, de acordo com suas características litológicas e térmicas, semelhante à segmentação da Cordilheira Andina estudada por vários autores, como Frutos (1980). Isto delinaria no bloco continental subductado as linhas das falhas transformantes que, com o fechamento oceânico, constituir-se-iam em falhas de transferência acopladas ou continuadas de sistemas mais antigos.

## 5. PETROGRAFIA, METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA

Nos capítulos 2 e 3 foram descritos de forma sumária os litotipos dos complexos granulitizados e de terrenos associados. Neste capítulo são descritas algumas associações litológicas típicas e são destacadas feições de interesse geral tidas como relevantes para os objetivos da tese. Os dados sumários de várias outras rochas podem ser conferidos na listagem sintética dos dados (Anexo 6).

O processamento de química mineral (Anexo 5) para estabelecimento das condições de termobarometria foi realizado utilizando os programas Thermocalc (Powell & Holland, 1988) e PTMAFIC (desenvolvido por J.I. Soto Hermoso, Departamento Geodinamica, Facultad de Ciencias, Univ. Granada, España). As abreviaturas das fases minerais são aquelas utilizadas no programa Thermocalc.

### 5.1. ASPECTOS TEXTURAIS/ESTRUTURAIS DOS TERRENOS GRANULÍTICOS

Os terrenos granulíticos estudados mostram em várias escalas, desde as de afloramento até hectométricas, a ocorrência de massas rochosas maciças com textura isotrópica entre faixas que apresentam bandas e foliações metamórficas, desde incipientes até pronunciadas. Muitas destas faixas apresentam paragêneses diaforéticas e hidratadas das fácies anfibolito a xisto verde superimpostas às paragêneses granulíticas.

Os “níveis” maciços, não foliados, podem apresentar texturas metamórficas granoblásticas e/ou texturas reliquias variavelmente preservadas. Texturas ígneas são localmente bem preservadas (Fotomicrografia 52), porém tensões cisalhantes tendo atuado nas interfaces granulares produziram recristalizações dinâmicas de borda dos cristais (textura em argamassa ou *mortar*). Em graus mais intensos de deformação esta textura passa a granoblástica seriada a *finá*. Muito frequentemente, a recristalização destes subgrãos a alta T deu origem a textura em mosaico com junção triplíce a 120°.

Em faixas fortemente tensionadas ocorrem veios cuneiformes milimétricos a centimétricos de pseudo-taquilitos (Foto 6) compostos por material escuro vítreo com clastos minerais não fundidos, sub-arredondados, principalmente de opx, imersos na matriz vítrea de cor amarronzada (Fotomicrografia 3). Para Clarke & Norman (1993), pseudo-taquilitos podem se originar em condições de metamorfismo granulítico e ser preservados após o resfriamento dos granulitos. Entretanto, o modo de ocorrência em faixas tectonizadas, frequentemente granulíticas (anidras), a textura afanítica a vitrofírica, envolvendo clastos corroídos da hospedeira, indica fusão localizada seguida de congelamento brusco que não permitiu a nucleação significativa de fases minerais. Estes fatos apontam para ambientes de áreas sismicamente ativas (tensões liberadas bruscamente) em níveis de crosta elástica, rasos e *frios* que propiciaram rápido resfriamento. Sendo isto correto, os pseudo-taquilitos ter-se-iam originado durante ou após a ascensão das massas granulitizadas para níveis da crosta rúptil.

Estruturas primárias, como brechas plutônicas (Fotos 8 e 10 a 17), acamamento ígneo (Fotos 4, 56), diques piroxeníticos centimétricos, podem ficar bem preservadas mas, nas faixas com deformações pronunciadas, podem ser transformadas em estruturas “fitadas”, *boudinadas* ou em bengalas de transposição (Fotos 5, 7, 59).

Esta variabilidade de zonas ou faixas com texturas preservadas e outras de maior deformação é objeto de interpretações diversificadas. A natureza anidra das rochas envolvidas é uma das causas, pois a falta de fluido intergranular diminui a reatividade química dos minerais e dificulta a propagação das tensões deformacionais, favorecendo a concentração dos planos de ruptura, onde se intensificam os processos de cominuição granular, de deslizamentos intergranulares e de recristalização dinâmica. A variabilidade de associações litológicas é outra

das causas a controlar essas variações texturais. Na área da intrusão de Agua Clara, por exemplo, o corpo máfico-ultramáfico ficou mais preservado das tensões de cisalhamento do que as encaixantes integradas por rochas ácidas (leptinitos) e básicas (diques, sills?) durante os eventos de granulitização.

A deformação em faixas de cisalhamento dúctil profundo produziu, frequentemente, fácies agmatíticas, com clastos centimétricos a métricos máfico-ultramáficos, *boudinados* e arredondados por rotação dentro de matriz mais ácida que atingiu condições de anatexia, apresentando-se com variações texturais de *augen*-gnaisses a massas granitóides, como pode ser visto junto do Morro de Santa Rita, na área detalhada (Foto 54). Com a evolução dessas zonas tectonizadas, em falhas de rasgamento direcional ou inversas, ocorreu, frequentemente a hidratação parcial, originando paragêneses desde a fácies anfibolito alto até xisto verde baixo. Isto provocou a inversão reológica das fases ácidas e básicas, ficando estas mais dúcteis com a biotitização e anfibolização em relação àquelas, o que propiciou com o tectonismo o desenvolvimento de feições como *schlieren* e bandas miloníticas máficas entre clastos de massas quartzo-feldspáticas e *augens* de feldspato K.

O retrometamorfismo com hidratação nos granulitos deu-se de duas maneiras: uma estática, onde, por vezes, ocorreu a manutenção de texturas/estruturas e pseudomorfoses de minerais, e outra, dinâmica, levando a fácies bem foliadas. Exemplo de retrometamorfismo estático tem-se entre Nerópolis e Ouro Verde, no local Caetés (ponto 2MW7), com granada gnaisses granitóides com biotita que pseudomorfiza e/ou circunda cristais de granada (Fotomicrografia 28), dando um aspecto *mosqueado* à rocha. Mesmo nas faixas fortemente tectonizadas em fases pós-granulitização podem ocorrer, lado a lado, fácies granulíticas preservadas e fácies ultramiloníticas como, por exemplo, a SE de Americano do Brasil (Fotos 62,63). Repete-se, assim, nesses estágios superimpostos a característica não *pervasiva* das foliações metamórficas dos terrenos granulíticos.

A textura granoblástica média a grossa é comum em gnaisses kinzigíticos e charnockito-mangeríticos, principalmente no Complexo Anápolis-Itaçu. Ela ocorre tanto em fácies com bandas composicionais e/ou granulométricas (Fotos 18,31), quanto em fácies granitóides anatécicas e/ou como *bolsões* entre as bandas ou faixas mais tectonizadas (Foto 30). Distingue-se da textura dos leptinitos que se apresenta, geralmente, aplitóide, muito fina, em mosaico ou de contatos granulares ondulados (serrilhados quando com milonitização superimposta), onde podem despontar micro-porfiroblastos de granada. A tendência para uma ou outra destas texturas extremas, granitóide ou leptinítica, depende tanto do protólito quanto da evolução dinâmica sofrida pela rocha.

Leptinitos apresentam ocasionais porfiroclastos isolados, redondos ou em *augen*, de feldspato mesopertítico envolvidos pela textura muito fina, indicando que a mesma é, nestes casos, blasto ultramilonítica. A associação mesopertita + quartzo + andesina  $\pm$  sillimanita  $\pm$  granada em tais rochas mostra ocasionalmente indícios de ser tipomorfa do evento milonítico (Fotomicrografias 33 a 36), com alternância de cataclase e de blastese, ou seja, com indícios de ter havido milonitização *a seco* na fácies granulito. É comum juntar-se granada ou sobrecrecimentos de granada, tardi ou pós cataclase, envolvendo os demais minerais em porfiroblastos amebóides ou poiquiloblásticos (Fotomicrografias 33,37). As fácies aplitóides mostram variações para fácies *rubannée*, onde bandas mais feldspáticas se alternam com "fitas" de quartzo em textura *flaser* (Fotomicrografia 33). Nestes casos, a granada costuma apresentar-se rotacionada e arredondada por cataclase periférica com recristalização dinâmica.

Conforme já discutido (Winge & Danni,1994c; Cap.3), o arredondamento do zircão encontrado nestas fácies de leptinitos não é, necessariamente, relacionado com origem detrítica (ver fotomicrografias 38 a 40), mas sim, de forma análoga à que ocorre com outros minerais resistentes como a granada, relacionado com a cominuição e recristalização dinâmica em alto grau. Esta interação entre processos *cataclásticos* e blastéticos é exemplificada com o caso da



sillimanita na fotomicrografia 34. Prova deste arredondamento de origem não-detrítica tem-se no metadiorito que ocorre na pedreira de Hinterlândia que apresenta cristais de zircão arredondados em banda milonítica biotitizada, indicando processo de corrosão em alto grau e abrasão cataclástica para originar esta forma (Fotomicrografia 40).

## 5.2.GRANULITOS DO CINTURÃO CERES

No Complexo Cana Brava são reconhecidas texturas cumulíticas principalmente em rochas máficas e ultramáficas de *trend* gabro-norítico e texturas de recristalização metamórfica granoblásticas em mosaico ou foliadas que, para alguns dos autores que estudaram o complexo (Girardi & Kurat, 1982; Correia,1994), referem-se a recristalizações no *subsolidus* durante o resfriamento da massa magmática submetida a tensões deformantes. Girardi & Kurat (op.cit) determinaram pressões de **6 a 7 kbar e temperaturas entre 850 e 960°** para o reequilíbrio pós-magmático. Correia (op.cit.) indica condições de cristalização magmática a <7kbar, vistas as relações de equilíbrio das fases minerais.

O pico de metamorfismo do Complexo Niquelândia (Ferreira Filho et al.,1992c) foi de **800 - 900°C e 6 - 8kbar**. Condições semelhantes foram determinadas por Cândia et al (1988) para as paragêneses coroníticas do nível gabro-anortosítico (**5-8 kbar e 800°C a 560°C**) do mesmo complexo.

Girardi et al (1981) em seu estudo de química de rochas e equilíbrio de fases minerais do Complexo Barro Alto, determinaram temperaturas da ordem de **800°C** (usando o geotermômetro de Wood & Banno,1973) e uma pressão de **6±2 kbar** (Al no opx) para a recristalização das fácies gabróicas. As fácies com plagioclásio precoce (troctolitos e anortositos) indicariam condições de solidificação a menos de **5 kbar**.

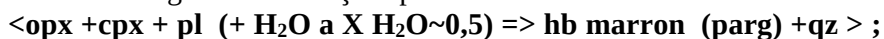
A petrografia das fácies máficas e ultramáficas do Complexo Barro Alto tem sido descrita em vários trabalhos (e.g. Stache,1976; Figueiredo,1978; Fuck et al.,1981; Girardi et al.,1981; Danni et al. 1984; Oliveira,1993) e não será objeto de detalhes aqui, lembrando somente que essas fácies correspondem, em sua maior extensão, a noritos e gabro-noritos granulitizados, de granulação média, maciços ou bandados, textura granoblástica de contatos lobados a retílineos em mosaico com junções tríplexes em 120°, compostos essencialmente de plagioclásio (An 40 a 60 em geral) e opx; cpx associa-se, crescendo em teor para os termos gabro-noríticos de cores mais verde escuras até pretas, distintas dos granulitos noríticos a opx+plagioclásio de cores mais claras, quando não uralitizado ou biotitizado que assumem, também, cores mais escuras.

Texturas reliquias tem sido encontradas com relativa frequência, indicando, muitas vezes, fácies ígneas cumulíticas. É o caso bastante comum de piroxenitos e plagioclásio piroxenitos com piroxênio cumulus e plagioclásio intercumulus. Estas fácies gradam para os termos granoblásticos mais finos através de uma cataclase periférica (*mortar*), originando texturas de granulação seriada com porfiroclastos de opx que apresentam lamelas de exsolução de cpx. A evolução destas fácies dinamicamente recristalizadas leva a fácies de granulação fina.

Nas fácies máficas de *trend* diorítico, geralmente associada com biotita, pode aparecer granada como, por exemplo, na intrusão do Córrego do Guará. Raras fácies de olivina gabros também a apresentam como produto reacional entre olivina e plagioclásio. Um exemplo desta fácies tem-se na região das cabeceiras do Córrego Mestre, cerca de 10 km a NNW de Ceres que mostra olivina envolvida por coroa de hiperstênio e por coroa externa de hornblenda associada com restos de plagioclásio saussuritizado (Fotomicrografia 5). A granada também ocorre como coroas reacionais em fácies máficas de gabros a olivina e troctolíticos da Sequência Serra da Malacacheta, objeto de detalhamento adiante (item 5.2.5). Já as fácies metagabronoríticas granulitizadas não a apresentam, definindo condições de baixa pressão do metamorfismo granulítico dada a estabilidade do par opx-plagioclásio.

Estas fácies do Complexo Barro Alto foram retomadas com hidratação em planos preferenciais de falhas que desenvolveram paragêneses em dois estágios preferenciais:

1) na fácies anfibolito alto e 2) na fácies xisto verde médio a baixo, verificando-se, localmente, um *continuum* entre as duas condições termodinâmicas. Estas alterações foram geralmente realizadas até a totalidade nas zonas tectonizadas onde se deu a canalização de fluidos e uma maior tensão cisalhante sobre os minerais, facilitando cineticamente as reações retrometamórficas. Fora dessas faixas, as reações diftoréticas realizaram-se de forma incompleta ou nem se realizaram. Algumas das reações parciais como:



(ver fotomicrografias 10,26,44) relacionam-se a eventos continuados ao metamorfismo granulítico em fácies granulito a anfibolito de alto grau. É provável que, nestes casos, a fase aquosa não tenha tido origem externa ao sistema, mas sim que esteve relacionada com a liberação, por descompressão ou resfriamento, de H<sub>2</sub>O coletada em fases discretas que atingiram fusão parcial. A constante ocorrência de biotita vermelha em poiquiloblastos nas fácies de brecha do Complexo Barro Alto vem de encontro a essa hipótese: a maior PH<sub>2</sub>O aí representada corresponderia à fase primária das porções apicais das intrusões. Essa hipótese implica, adicionalmente, em migração limitada ou pouco pervasiva de fluidos durante o metamorfismo granulítico, principalmente nas rochas pouco deformadas.

Com pressões de água maiores e decréscimos de temperatura e de pressão de carga estabilizam-se hornblenda mais edenítica e biotita menos magnesianas (flogopítica) na fácies anfibolito, com pressões menores do que 5 kbar (ver curvas e reações 1 e 2 da Figura 5-3) e que são comuns nas faixas milonitizadas do complexo.

Paragêneses da fácies xisto verde a epidoto anfibolito nas zonas tectonizadas indicam eventos da ascensão final do complexo em condições metamórficas iguais às que metamorfizaram os xistos do Grupo Araxá, com os granulitos máficos dando origem a xistos verdes, comuns nas bordas falhadas do Complexo Barro Alto, onde se confundem com sequências supracrustais de meta-vulcanitos básicos, e com os leptinitos e demais granulitos ácidos, transformando-se em filitos a sericita e muscovita. Nestas faixas tectonizadas os xistos e anfibolitos apresentam diversas fases de deformação superimpostas com padrões de interferência de formas caprichosas.

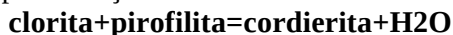
### 5.2.1. Granulito do Rio Maranhão

A amostra estudada é um kinzigito (amostra M410C da coleção de rochas metamórficas do IG-UnB) que se apresenta maciço ou com bandas milimétricas a centimétricas irregulares de cores rósea, concentrando granada almandínica, e verde a cinza graxo, concentrando cordierita e sillimanita. A paragênese com % estimadas é a seguinte: ortoclásio criptopertítico: 20-40%, granada: 20-35%, sillimanita: 10-20%, cordierita: 10-20%; andesina básica: 5-10%; quartzo: 5-10%; biotita, espinélio, rutilo. A textura é média a grossa decorrente de acentuada blastese, principalmente da granada. O crescimento da granada é interpretado como sincrônico com o de sillimanita, visto apresentar no núcleo inclusões de fibrolita (Fotomicrografia 1) enquanto que nas bordas, quando ocorrem, as inclusões de sillimanita são prismáticas como é o seu hábito comum na matriz granoblástica. Este crescimento deu-se a partir da desestabilização da cordierita, através da seguinte reação metamórfica:

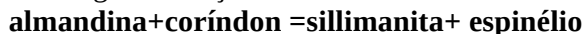


Os cristais maiores, principalmente os de granada e de cordierita, apresentam-se poiquiloblásticos. Tanto a sillimanita quanto a cordierita costumam conter inclusões de espinélio verde amarronzado que ocorre como cristais xenoblásticos na matriz. Os contatos intergranulares preservados indicam que esta rocha não foi deformada significativamente após a blastese da fácies granulítica.

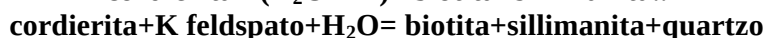
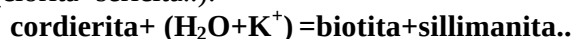
As características texturais e paragenéticas relacionadas apontam para um excesso de alumínio, típico de metapelito. Nas reações progradantes a cordierita, inicialmente ferrosa, pode ter se formado, por exemplo, pelas reações:



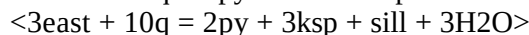
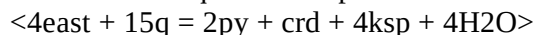
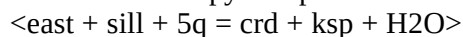
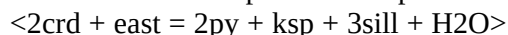
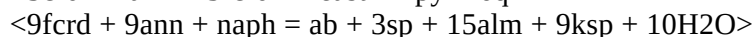
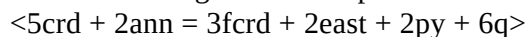
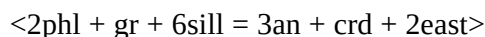
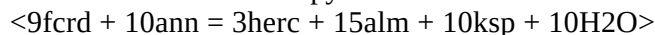
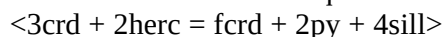
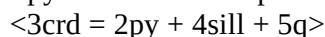
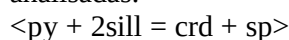
A associação sillimanita ou cordierita com espinélio, indicativa de excesso de alumínio, pode estar relacionada com a seguinte reação metamórfica:



A cordierita foi desestabilizada por hidratação com reações de alto grau, como as abaixo e de baixo grau para pinnita (clorita+sericita..):



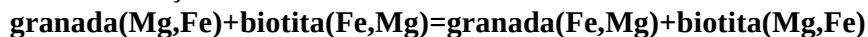
O processamento termobarométrico das análises químicas dos minerais, utilizando atividades químicas calculadas para cada fase mineral pura, indicou vários conjuntos independentes de reações possíveis, envolvendo os membros finais das fases minerais analisadas:



A granada é almandínica com 20% de molécula de piropo e a cordierita é magnesian (100xMg/(Mg+Fe)=62,5), indicando metamorfismo de alta temperatura e pressões baixas. O núcleo almandínico com fibrolita é mais magnesiano (0,5 a 2% MgO em peso) do que a borda. A composição da granada pode ter sido modificada pela biotitização superimposta e/ou pelo deslocamento do equilíbrio de termos mais magnesianos para mais ferrosos, ou seja, para condições de pressão menores na reação abaixo:



Mesmo que as bordas da granada sejam mais almandínicas devido exclusivamente à biotitização evidencia-se, ainda assim, uma diminuição de pressão na trajetória PTt, visto o seguinte equilíbrio nas reações de troca iônica:



em que a maior concentração da molécula piropo (e da molécula de annita) implica em maiores P e T.

O estudo de diagramas de fases minerais apontou, dentre as reações indicadas atrás, várias interseções envolvendo fases estáveis em pressões de:

**5,4 ± 1,2 kbar e temperaturas de 718 ± 130°C**

Entretanto, o cálculo das condições termodinâmicas de cristalização das fases minerais, consideradas as atividades químicas determinadas para vários conjuntos de cristais, núcleo e bordas, da paragénese, apresentaram as seguintes temperaturas e pressões (médias e médias de mínimas e máximas):

**782°C (662 - 889°C); 6,3 kbar (4,9 - 7,7 kbar).**

Considerando a tendência de coroas mais ricas em Fe na granada em equilíbrio com a cordierita em reação de troca iônica que caracteriza mudanças de pressão, conclui-se por uma tendência de evolução com descompressão isotérmica após o auge metamórfico (ver Fig.5-1).

### 5.2.2. Intrusiva de Vista Alegre - Complexo Barro Alto

A fácies mais comum é a de um gnaiss (ver item 2.4.2) de granulação média, brilho graxo, cores cinza com tom esverdeado a azulado dado pela cordierita e cianita. Ocasionalmente ocorre opx disperso. O quimismo é de um granito aluminoso com coríndon normativo. Localmente apresenta bandas metamórficas com níveis granadíferos irregulares (fácies kinzigítica), assumindo tons róseos em manchas ou em porfiroblastos sub-centimétricos com paragéneses semelhantes à do granulito kinzigítico do Rio Maranhão.

A textura é granoblástica média a grossa. A associação mineral mais comum é quartzo (20 a 45%); ortoclásio perítico com pequena tendência poiquiloblástica (15 a 35%); cordierita (10 a 15%); hiperstênio (raro) e acessórios (opaco, zircão..). A desestabilização da cordierita em reação retrometamórfica e de hidratação dá origem a simplectitos de sillimanita+biotita ( $\pm$ quartzo) muito conspicuos (Fotomicrografias 14,15). A sillimanita ocorre como fibrolita ou em cristais aciculares curvilíneos, em feixes, e a biotita associada, de cor vermelha, envolve os cristais aciculares.

A análise textural permitiu interpretar a seguinte sucessão paragenética: opx+cordierita+ortoclásio+quartzo (evento metamórfico M1); biotita+sillimanita(+espinélio)/(+quartzo) crescidos sobre cordierita (evento M2); granada associada a biotita+sillimanita e crescendo sobre a biotita; cianita sobre sillimanita e raros cristais de estauroлита idio/subidioblástica sobre biotita e granada (evento M3); biotita verde clara e muscovita+cianita fina (?) sobre os simplectitos de biotita+sillimanita do M2 e clorita/sericita (pinnita) sobre a cordierita (evento M4).

A granada corresponde em sua maior parte a uma geração tardia que, localmente, cresceu associada com quartzo sobre a cordierita mas em sua maior parte substituiu a biotita dos simplectitos, retendo agulhas de sillimanita como inclusões (Fotomicrografia 16,17). É provável que exista uma geração de granada mais antiga (M1) vistas as raras ocorrências que parecem ser inclusão dentro de cordierita (Fotomicrografia 18).

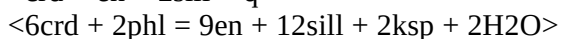
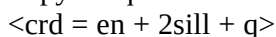
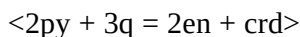
Parte do alumossilicato associado com a biotita é cianita. Localmente apresenta-se concentrada dentro da biotita ou com crescimento superimposto (Fotomicrografia 19), indicando blastese a partir da sillimanita gerada com o simplectito.

Raros cristais de estauroлита cresceram aninhados no simplectito biotita+sillimanita (Fotomicrografia 20) e formaram com a cianita, biotita e granada uma paragéneses retrometamórfica hidratada da fácies anfíbolito de pressão barroviaiana com gradiente geotérmico distinto do que permitiu o desenvolvimento da paragéneses granulítica.

Os registros de texturas deformacionais relacionadas com os eventos de reações metamórficas são pouco comuns e em sua maior parte expressos por pequeno achatamento granoblástico.

As paragéneses são semelhantes às do Rio Maranhão e as reações metamórficas apresentadas atrás são válidas na evolução desta rocha, com a diferença de que ela é menos aluminosa (espinélio restrito aos simplectitos de biotita+sillimanita), com hiperstênio e com mais quartzo.

O estudo geotermobarométrico indicou vários conjunto de reações independentes, envolvendo membros finais das soluções sólidas em equilíbrio, como:



$<4\text{crd} + \text{east} = 5\text{en} + 9\text{sill} + \text{ksp} + \text{H}_2\text{O}>$   
 $<3\text{crd} = 2\text{py} + 4\text{sill} + 5\text{q}>$   
 $<3\text{phl} + 3\text{fcrd} = \text{py} + 2\text{alm} + 3\text{east} + 9\text{q}>$   
 $<2\text{phl} + 3\text{fcrd} = 2\text{py} + 2\text{ann} + 4\text{sill} + 5\text{q}>$   
 $<5\text{east} + 4\text{crd} = \text{py} + 5\text{phl} + 12\text{sill}>$   
 $<6\text{py} + 5\text{ann} + 12\text{ky} = 5\text{alm} + 5\text{east} + 4\text{crd}>$

O processamento destas fases, consideradas as atividades calculadas por composição química dos minerais, indicou condições metamórficas de :

**6,9 a 8,3 kbar e 728 a 818°C**

com uma concentração de resultados em:

**7,6 kbar e 777°C**

A granada é almandínica, atingindo até 40% de piropo, mas as suas bordas podem apresentar teores de ~30% de piropo, caracterizando um crescimento com descompressão e/ou trocas iônicas com a biotita ou cordierita em pressões menores. Neste sentido, as reações de formação de biotita (vermelha)+sillimanita a partir da cordierita provavelmente são de descompressão a temperaturas elevadas.

O crescimento de cianita, de estauroлита, de biotita de tons mais claros a esverdeados do que a fácies típica (evento M3) implica em um evento de arrefecimento térmico e descompressivo (erosão ou ascensão do complexo) conforme a Figura 5-1.

#### *Xenólitos e encaixante*

Os xenólitos deste metagranito geralmente são muito estirados. Os xenólitos máficos são mais comuns do que os félsicos.

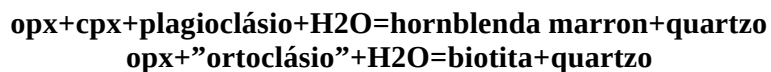
O xenólito félsico estudado, um provável autólito, mostra uma foliação que não continua na hospedeira (Foto 16). Reações de desestabilização da cordierita são idênticas às da hospedeira (Fotomicrografia 12). Raros fenoblastos de hiperstênio e de feldspato K sub-centimétricos ocorrem dispersos na matriz granoblástica, fina/média foliada. A paragênese e o quimismo são semelhantes entre o xenólito e a hospedeira à exceção dos diagramas de ETR que mostram curvas de maior fracionamento de ETRL/ETRP no xenólito o que é discutido mais adiante (Capítulo 6). Esta foliação é, portanto, anterior ao envolvimento magmático. Este fato permite duas interpretações mais imediatas:

- 1) a intrusão deve ter ocorrido simultaneamente a eventos tectônicos, mais provavelmente extensionais (falhamentos lístricos) ou transtensionais que facultassem a permeação dos líquidos magmáticos e em uma sucessão que poderia ser a seguinte: falhamentos - injeções magmáticas em níveis *frios* da crosta - solidificação - retomadas dos falhamentos com cataclases e milonitizações inclusive das fases intrusivas - novas injeções magmáticas...;
- 2) o fragmento félsico foliado é, na realidade, um xenólito arrancado, possivelmente, das zonas crustais mais profundas de geração palingenética do magma cujo estudo químico revela natureza híbrida.

A fácies mais comum dos xenólitos é a de um granulito norítico muito fino de cor cinza escura, geralmente sem foliação constituída por labradorita (~50%); opx (~35%); cpx e opacos (Fotomicrografia 11). Hornblenda marrom (~10%) de alto grau envolve piroxênios como uralita e biotita vermelha também bordeja o opx, principalmente nos xenólitos com trend mais diorítico. Raros xenoblastos de opx apresentam bordas em *mortar* recristalizadas. Como no autólito, os xenoblastos poderiam corresponder, mimeticamente, a antigos fenocristais em massa resfriada (hipótese 1) ou a porfiroclastos em massa blasto-milonítica (hipótese 2). Em ambas as hipóteses o nível crustal em que se desenvolveu a textura pré-granulítica deve ter sido mais frio do que o em que se desenvolveu a granulitização. A composição mineral e química destes xenólitos é semelhante à da encaixante norítica (ver a seguir) do cordierita gnaisse com pequena diferença nos padrões ETR (ver Cap.6).

A encaixante é um meta-norito (labradorita, 50%; hiperstênio, 40 %; hornblenda marrom, 4%; biotita, opacos..) de granulação média-fina, cor cinza, maciça, com foliação fraca.

Esta encaixante corresponde à fácies plutônica granulitizada mais comum da Sequência Serra de Santa Bárbara: um norito granulitizado de grão médio a fino cinza escuro, maciço mas com fraca foliação metamórfica, localmente tendendo a gabro-diorito com An50 a An70 (~50%); hiperstênio (~40%); cpx raro; opaco; hornblenda e biotita crescendo sobre os piroxênios segundo reações como:



### 5.2.3. Intrusão do Córrego do Guará - Complexo Barro Alto

Subindo o córrego, as fácies básicas e intermediárias gradam para fácies ácidas progressivamente mais brechadas que marcam níveis mais elevados da intrusão.

No ponto 2MW592 ocorre meta-gabronorito de cor cinza, granulação média, textura granoblástica à base de labradorita (50 a 60%), hiperstênio com finas lamelas de exsolução de cpx (20 a 30%); hornblenda /uralita (8 a 15%). Esta fácies transiciona localmente para meta-gabrodiorito de cores cinza com fenocristais milimétricos de andesina que apresentam borda cataclástica (*mortar*) entre mesóstase de granulação média, granoblástica, à base de opx, cpx e andesina. Fenocristais de opx, mais raros, também ocorrem nesta rocha e mostram-se com lamelas de exsolução de cpx, encurvamentos e mosaico cataclástico periférico. Estas fácies mais preservadas das deformações variam para fácies com textura tipomorfa em mosaico ou granoblástica estirada com os grãos de plagioclásio normalmente mais dúteis do que os cristais de cpx e opx.

As fácies de brechas plutônicas córrego acima (pontos 2MW591,590,589) apresentam matriz, também granulitizada, quartzo-diorítica (andesina~50%; opx~30%; quartzo~10%; biotita~7%) a granodiorítica. A matriz mostra grandes variações quanto ao teor principalmente de feldspatos, de quartzo e de minerais de alteração. Isto deve-se, provavelmente, aos processos de contaminação e um maior acesso ou concentração de H<sub>2</sub>O residual nas zonas apicais da intrusão. As transformações diaforéticas de alto grau de cpx e de opx para hornblenda marrom e/ou para biotita vermelha esboçam, localizadamente, nova foliação (Fotomicrografia 8) do evento M2 em ângulo com a foliação definida pelo achatamento de opx e pl do evento M1.

Os xenólitos máficos são os mais comuns. São cinza-escuros a esverdeados, muito finos, ricos em sulfetos, gabro-noríticos a gabro-dioríticos. Além dos xenólitos máficos, ocorrem outros como quartzitos (metachert?), leptinitos (granada, ortoclásio, quartzo) e rocha cálcio-silicática. A Fotomicrografia 9 mostra o crescimento de coroas de granada envolvendo a escapolita neste último tipo de xenólito. Esta sucessão paragenética é semelhante à que ocorre em um provável megaxenólito na Serra do Queixada, a leste de Ceres, com granada crescendo como coroas em torno da anortita e em reação com wollastonita (Fotomicrografia 6) e no mármore de Goianira (Fotomicrografias 29,30) com granada crescendo sobre escapolita e sobre ortoclásio pertítico. Atestam estas coroas reacionais de granada cálcica uma fase de maior pressão, desestabilizando minerais como wollastonita e escapolita. A ocorrência de wollastonita foi verificada em outros locais além da Serra da Queixada. É interpretada como mineral de metamorfismo térmico em rochas cálcio-silicáticas quando da fase de intrusão dos complexos máfico-ultramáficos vista a sua desestabilização parcial e reação com plagioclásio para formar granada grossulárica da paragênese do metamorfismo granulítico superimposto.

Um pouco acima (ponto 802-111 do Trabalho de Graduação de 1980) a fácies quartzo-diorítica envolve xenólitos vários, entre os quais gabro-diorito fino, mais frequente, e olivina websterito uralitizado e biotitizado (ol~2%; cpx~30%; opx~20%; hornblenda~35%; biotita flogopítica~10%; herc~3%..).

A amostra 2MW589AM é um meta-quartzo monzodiorito, matriz de brecha, com a composição estimada: quartzo~25%;or pertítico~30%;andesina básica~25%;granada~15%; hiperstênio~3%;biotita~1%;rutilo;opacos.. Esta composição retrata um produto de hibridização

com xenólitos leptiniticos e outros. O processamento termobarométrico indicou as seguintes reações dos membros finais das fases minerais analisadas na microsonda:

<py = en + mgts>

<2ann+3gr+6mgts+9bq=2phl+3fs+9an>

<3en + 3an = 2py + gr + 3q>

<gr + 3mgts + 3q = py + 3an>

<gr + 2mgts + 3q = en + 3an>

<3fs + 3an = gr + 2alm + 3q>

<2alm + 3en = 2py + 3fs>

<3fs + 3mgts = py + 2alm>

<3fs + 2mgts = 2alm + en>

Utilizando as atividades dos componentes envolvidos nestas reações, os valores termobarométricos calculados para o pico metamórfico foram consistentes com os da intrusão de Vista Alegre: **~ 7,7 kbar e 800°C**

e com valores calculados (programa PTMAFIC) para o geotermômetro Ca-em-px:

**837°C dada uma pressão estimada de 8 kbar.**

#### 5.2.4. Intrusiva do Córrego Mestre, Carmo do Rio Verde - Complexo Barro Alto

A fácies principal é meta-gabroica (ponto 2MW601), com grande variação de composição devida a bandas e massas irregulares mais plagioclásicas relacionadas a processos anatéxico- metassomáticos com veios plagioclásicos tardios. Xenólitos escuros (autólitos?) quase indistintos da matriz granoblástica média são ubíquos mas, localizadamente, tem-se fácies de brecha (Fotos 13,14,15) bem evidente com xenólitos de vários tipos. Uma das fácies desta matriz de brecha plutônica apresenta andesina básica~70%; opx~15%; biotita~5%; epidoto/saussurita~5%; uralita~5%. A uralita é de duas gerações: uma constituída por hornblenda e a outra, mais jovem, por tremolita. A biotita vermelha cresce sobre o opx mas, localmente, ocorre como inclusão do mesmo, mostrando mais de uma geração.

A fácies mais comum de xenólitos é macroscópica e microscopicamente análoga à que se verifica nas outras brechas do complexo. Trata-se de um granulito máfico fino, maciço, geralmente sem foliação visível e de cor cinza escura. A amostra analisada apresenta quartzo<5%; opx<20%; labradorita~45%; hornblenda~30% com restos de cpx?; opacos, em uma textura granoblástica média fina com plagioclásio, lembrando ripas de textura diabásica e localmente microporfirítico. Inclusões diminutas de piroxênio no plagioclásio sugerem textura blasto-subofítica. A hornblenda é castanha, crescendo como coroas uralíticas sobre o piroxênio. Uralitização tardia (actinolítica) e saussuritização localizada com veios associados indicam eventos retrometamórficos tardios.

O xenólito de metapiroxenito ou piroxênio-hornblendito (Foto 13) com opx~25%, biotita~15%, hornblenda clara~55%, tremolita~5% sofreu metassomatismo K com hidratação, originando uralita quase incolor e biotita castanha poiquiloblásticas sobre o opx e raros opacos.

Os xenólitos de mármore dolomítico fino e de rochas cálcio-silicáticas mostram auréolas reacionais (Fotos 14,15) geradas, provavelmente, na fase magmática mas retomadas em novo equilíbrio mineral na fase de metamorfismo granulítico. Um dos xenólitos cálciosilicáticos é composto de epidoto~30%; plagioclásio cálcico~20%; quartzo~10%; opacos <10%; dolomita - magnesita~10%; granada~10%; titanita ~5%; diopsídio~5%;..

#### 5.2.5. Associações na Serra da Figueira - Complexo Barro Alto

As rochas tratadas neste tópico não estão na faixa granulitizada. A importância das mesmas para o assunto em foco foi abordada anteriormente (Winge & Danni,1994a,b) e no tópico 2.4.3.

Os gabros e metagabros da Serra da Figueira apresentam-se com várias fácies, muitas vezes de contatos abruptos ou de transições muito *rápidas* quanto à granulação (de microcristalinas a médias grossas), e quanto a aspectos texturais/estruturais, ou seja, com texturas desde perfeitamente preservadas, ígneas, até metamórficas, estas desde isótropas até foliadas. A seguir são descritas algumas dessas fácies:

1) microgabro a diabásio: rocha microcristalina, cinza escura com textura diabásica perfeitamente preservada (Fotomicrografias 21,22,24,25,26), localmente porfirítica (plagioclásio em micro-fenocristais), com as ripas de plagioclásio (labradorita ácida) entre os minerais máficos representados por: ol (rara nas fácies finas); opx, mais raro, e cpx (augita diopsídica) que ocorre reliquiar entre hornblenda neoformada. A hornblenda apresenta-se granoblástica, com pleocroísmo marrom a verde, distinto de hornblenda actinolítica de cor verde clara de 2ª geração associada a saussurita e/ou em veios preenchendo fraturas. Localmente a hornblenda mais clara e de composição variável ocorre bordejada por coroa de uralita de hornblenda marrom de mais alto grau, atestando a uralitização tardia e de baixo grau do núcleo piroxênico que ficara preservado quando do evento que formou a coroa uralítica de alto grau. O plagioclásio ígneo é labradorita a bitownita recristalizado metamorficamente para andesina nas bordas reacionais e em pequenos cristais neoformados. Ocasionalmente cristais idio/subidioblásticos de granada ocorrem entre máficos e plagioclásio, atestando a reação metamórfica entre olivina ou piroxênios e plagioclásio, tendendo a se dispor em rosários que, coalescendo, formam coroas. Epidotos, zoisita principalmente, formam coroas em torno de granadas ou ocorrem associadas com a hornblenda. Titanita mal cristalizada (leucoxênio) acompanha os minerais de alteração metamórfica como coroa de reação sobre inclusões de ilmenita na hornblenda ou em grãos livres associados com o epidoto.

2) gabro coronítico. Esta fácies varia desde os termos diabásicos, descritos atrás, até gabros de granulação média a grossa. A textura coronítica é mais comum nas fácies mais grossas do que nas finas. Apresentam-se em afloramento com micro-ressaltos coroníticos das granadas mais resistentes ao intemperismo e/ou com aspecto característico que lembra *pele de sapo*. A textura diabásica a subofítica original geralmente é preservada entre as texturas coroníticas, simplectíticas e as granoblásticas (Fotomicrografias 21,22,24). As coroas de reação metamórfica dão-se em torno da olivina e mais raramente de opx, podendo ainda ocorrer, em *direção* ao plagioclásio, uma coroa de piroxênio diopsídico e outra de uralita ou, ainda, uma *coroa* simplectítica (cpx+espinélio) e, no plagioclásio reactante, exsolverem-se fases criptocristalinas de espinélio. O núcleo olivínico pode ser totalmente substituído por ortopiroxênio e/ou diopsídio com crescimento radial em *comb texture*.

3) anfibolitos isotrópicos. Estas rochas foram classificadas como hornblenda gabros. Entretanto, a textura granoblástica (Fotomicrografia 23) de contatos curvos a retilíneos, em mosaico, indica uma origem metamórfica estática sem deformações aparentes. O plagioclásio (preservado?) labradorita (~30%) associa-se a hornblenda (~65%) de cores verde a marrom, granoblástica e a acessórios neoformados titanita, saussurita, apatita, epidotos. Varia para fácies pegmatóide em bolsões, com hornblenda bem desenvolvida e para massas concentrando plagioclásio em *nuvens*.

4) anfibolitos nematoblásticos e anfibolitos bandados. Anfibolitos com lineação da hornblenda e do plagioclásio e anfibolitos bandados, geralmente granadíferos, com bandas mais plagioclásicas e bandas mais hornblêndicas, representam as fácies deformadas das rochas intracrustais da Serra da Figueira. É possível que o bandamento tenha uma origem primordial em fracionados magmáticos. As fácies lineares apresentam transições, localizadas, para as fácies porfiríticas, correspondendo, neste caso, a lineação de esteira cataclástica acompanhada de recristalizações metamórficas.

Os anfibolitos da Sequência Juscelândia derivados de lavas basálticas com quartzo normativo (ponto 2MW594) apresentam paragênese metamórfica semelhante à dos anfibolitos grossos/médios (metagabros) da Serra da Figueira. A textura nematoblástica fina é uma



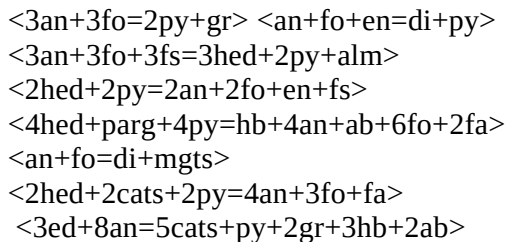
constante e a composição mineralógica é constituída essencialmente por hornblenda verde escura, andesina, titanita/leucoxênio, opaco (magnetita ilmenítica), epidotos. Ocasionalmente ocorrem fácies com granada, mas são raras.

A olivina magmática (núcleo das coroas) com teor de Fo72-75 indica ter se originado, provavelmente, da cristalização de magma já fracionado o que condiz com as características geoquímicas de enriquecimento em ETR fracionados com razão  $(La/Lu)_{Ncondrito}=3,36$ . O plagioclásio primário é uma bitownita (~an80). O opx (en=75,41;fs=23,97) reacional, metamórfico, é pouco aluminoso ( $Al_2O_3 \sim 1,65\%$ ), indicando condições de pressão baixas, ao contrário da granada que é uma almandina rica em piropo (alm~44;py~39;gr~15).

As condições termobarométricas do metamorfismo coronítico foram determinadas como sendo de:

**4,2 (3,5 a 5) kbar e 600°C (550 a 650°C)**

ao envolver, entre outras, as seguintes reações dos membros finais:



Estas condições são semelhantes às determinadas por Moraes et al.(1994) para granada anfibolitos (metabasaltos) da Sequência Juscelândia na sua região tipo: 520°C - 5,5kbar.

As características texturais descritas atrás para as fácies finas (microgabros) sugerem que os cristais de granada cresceram por metamorfismo regional progradante com aumento de pressão e de temperatura sobre rochas subvulcânicas. Entretanto, a origem das reações coroníticas provavelmente ocorreu por resfriamento de magma (autometamorfismo) em níveis profundos da crosta, de maneira semelhante à determinada por Cândia et al (1988) para as coroas da Sequência Serra dos Borges no Complexo Niquelândia, o que será discutido a seguir.

A olivina do coronito analisado (ponto2MW600) apresenta razões Fe/Mg um pouco elevadas (fo72-75), o que favorece a reação de formação da granada coronítica a pressões e temperaturas mais baixas, mas, mesmo assim, a temperatura calculada para a origem das coroas (Figura 5-1) está bem fora do campo de estabilidade da cianita que é mineral característico da fácies silico-aluminosa do pacote vulcano-sedimentar que envolve a região da Serra da Figueira. A cianita é mineral ubíquo nas fácies metapelíticas da Sequência Juscelândia onde associa-se com biotita, muscovita, almandina, (estauroлита), (feldspato K), indicando grau médio da fácies anfibolito barrovia. Localizadamente ocorre sillimanita fibrolítica. Esta situação leva a duas interpretações:

- 1) os gabros e microgabros da Serra da Figueira, colocados em níveis muito rasos da crosta oceânica, foram levados para profundidades de cerca de 12km onde, fortemente aquecidos, desenvolveram as coroas de reação metamórfica;
- 2) as rochas da Serra da Figueira correspondem a fácies intrusivas em crosta oceânica já *resfriada* (gradação rápida de gabros grossos para microgabros com texturas muito finas) e com pacote vulcano-sedimentar desenvolvido a uma espessura de >10km. Corresponderiam a intrusões de magmatismo basáltico recorrente de mesmo tipo daquele que gerou os metabasaltos (Cap.6) da Sequência Juscelândia.

A primeira hipótese implica em uma associação entre o metamorfismo coronítico e o metamorfismo regional, enquanto que a segunda hipótese desvincula os dois que podem ter ocorrido em momentos bem separados. A segunda hipótese contraria parcialmente as conclusões anteriores (Winge & Danni,1994a,b) de que os gabros e microgabros constituam as

fácies plutônicas (camadas 2 e 3 da crosta oceânica) do mesmo magmatismo extravasado como basaltos oceânicos. A favor da segunda hipótese tem-se:

- 1) existência de diques de metadiabásio, hoje granada anfibolitos, cortando metapelitos (fácies terrígenos ? em parte), gonditos.. da sequência vulcano-sedimentar;
- 2) as reações coroníticas estudadas são em grande parte anidras e de temperaturas muito elevadas com relação à pressão, caracterizando condições termodinâmicas que destoam do gradiente geotérmico do metamorfismo regional da Sequência Juscelândia. Assim, o próprio calor residual do magma intrusivo na bacia oceânica já em colmatação propiciaria as reações coroníticas em evento pré-tectônico (ou singenético).

### 5.3. ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS NO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU

#### 5.3.1. Meta granito de Mato de Dentro e leptinitos associados

O meta-granito (Foto33) que transiciona para leptinitos entre Itaúçu e Santa Rosa apresenta-se como um sillimanita granada biotita gnaiss (quartzo~25%; ortoclásio~45%; saussurita~20%; granada~3%; biotita~3%; sillimanita~1%; muscovita/sericita~2%; espinélio, zircão, rutilo..) com aglomerações centimétricas compostas de sub-grãos de quartzo e de feldspato K (antigos cristais ígneos). Estas aglomerações de subgrãos ocorrem achatadas a levemente estiradas (foliação Sn-1) e crenuladas em sigmóides entre faixas milimétricas (foliação Sn) que concentram granada e sillimanita com biotita, muscovita e sericita diaforéticas (Fotomicrografias 35,36). O quartzo é entrecortado por agulhas submicroscópicas de rutilo. A sillimanita e a granada principalmente dão origem a sericita/muscovita em um processo diaforético ligado com a elevação da infracrosta para níveis rasos.

A transição petrográfica de leptinitos (pontos 2MW621,622..) típicos com o meta-granito pode ser vista na foto 33. Esses leptinitos apresentam textura granoblástica variando para *flaser*, com paragêneses à base de quartzo, ortoclásio peritítico ou mesoperitita,  $\pm$ andesina muitas vezes antiperitítica, sillimanita, granada, biotita, epidoto, zircão... Aqui, também, o quartzo e o ortoclásio incluem muitas agulhas sub-microscópicas de rutilo. O zircão apresenta-se sub-arredondado a arredondado (Fotomicrografias 38,39) em meio a textura blastomilonítica. Localmente ocorre cianita, substituindo a sillimanita. Composicionalmente variam de termos graníticos a granodioríticos, com teores desde traços até >50% de plagioclásio (oligoclásio/andesina) respectivamente.

Parte das fácies leptiniticas tiveram como protólitos gnaisses/granitos que sofreram anatexia parcial ao pico do metamorfismo: a fotomicrografia 37 mostra uma granada crescendo sobre e a partir de quartzo + espinélio verde (rico em Fe) o que reflete temperatura e pressão mínimas de 800°C e 3 kbar em ponto inserido entre as curvas de *solidus* e de *liquidus* granítico a seco (Figura 5-2). Em decorrência, o feldspato mesoperitítico e o quartzo com TiO<sub>2</sub>, fases menos refratárias do sistema, são interpretados como tendo atingido *in situ* o estado líquido por ultrametamorfismo.

As análises de ETR (ver Cap.6) indicam prováveis porções de crosta arqueana TTG entre os protólitos dos leptinitos. A manutenção desta assinatura geoquímica sugere que, nestes locais, não tenha ocorrido anatexia parcial significativa. Já em outros locais o padrão é em *asa de pássaro*, sendo que em Mato de Dentro os leptinitos apresentam-se mais empobrecidos em ETRL e enriquecidos em ETRP do que o meta-granito que lhes deu origem. A causa das variações podem ser devidas: 1) a permanência da granada e do zircão como resistatos após expulsão parcial de neossoma; e/ou 2) a ocorrência de diversos tipos de protólitos (granitos, riolitos, metassedimentos..), cada um caracterizado por assinaturas geoquímicas que lhe são peculiares, dado que o cinturão granulítico envolveu crosta antiga.

A reação metamórfica mostrada na fotomicrografia 37:



com quartzo + espinélio em equilíbrio metaestável, é consumada nestes leptinitos em vários outros locais onde sobram, alternativamente, ou quartzo ou espinélio como inclusões na granada e na sillimanita.

Dois fatos indicam que o caminho PTt relacionado com esta reação provavelmente não tenha sido o de resfriamento isobárico de uma crosta siálica tectônica e gravimetricamente estabilizada, mas sim (ver trajetória hipotética na Figura 5-2), de um ambiente de engavetamentos e duplicações crustais com aumento de pressão:

1) para pressões de 7 a 8 kbar, estimadas em outros pontos, estas rochas ácidas fundiriam quase totalmente, visto que o campo de estabilidade da hercinita+quartzo situa-se a temperaturas de >950°C e praticamente no campo do *liquidus* granítico (Figura 5-2). Este não é o caso regional destas rochas;

2) a granada mostra, frequentemente, um crescimento superimposto a uma fase dinâmica com cataclase (ver Fotomicrografia 33) de forma semelhante a que ocorre mais localizadamente com a sillimanita (Fotomicrografia 36), indicando tectonismo associado com a cinética destas reações.

Já a transformação parcial da sillimanita para cianita pode estar ligada a resfriamento isobárico ou com pequena descompressão.

### 5.3.2. Intrusivas Água Clara - Faz. Conceição e corpos associados

As fácies ultramáficas variam de peridotitos a piroxenitos metamorfizados. Os primeiros são geralmente transformados em serpentinitos, apresentando foliação milonítica com clastos de opx que podem apresentar tamanho centimétrico (Foto 57), imersos em uma textura de antigorita em *mesh* com espinélio disperso (cromopicitita). Em fácies mais preservada de harzburgito de cor preta esverdeada (amostra 2MW580) ocorrem: ol (~55%), opx (~25%), cpx (~5%), cromopicitita (~5%), serpentina (~10%). O opx, bronzita, em fenoclastos com geminação polissintética, associado com cpx em bandas milimétricas, websteríticas, alternadas com bandas olivínicas, duníticas, poligonizadas com junção tríplice e alinhamento de pequenos cristais de espinélio marrom e porções com serpentina em *mesh*, parecem indicar ocorrência de fácies cumulíticas rítmicas. Alteração comum dos metaperidotitos é para clorita (clinocloro) talcito maciço ou talco filito.

Localmente as fácies piroxeníticas correspondem a ortopiroxenitos, geralmente grossos, como ocorre no Morro Santa Rita - ponto 2MW207 - onde, junto de anfíbolito milonítico, aflora enstatito com cristais de enstatita de até 2cm, apresentando talcificação, carbonatação e tremolitização incipientes. Neste mesmo morro ocorrem metaperidotito xistificado por milonitização (ponto 2MW206) composto por hornblenda actinolítica; olivina (fo~60); brucita; hercinita (Fe/Mg=1,41; Cr/Cr+Al=0,0135); clinocloro; ilmenita. Quartzito com bandas de quartzo e de opaco limonitizado, associa-se com esta fácies milonítica; sua origem mais provável é tectônica visto encaixar-se em meta-plutonito milonitizado.

Os meta-piroxenitos podem apresentar-se alterados por metamorfismo superimposto, como no ponto 2MW 578, onde ocorre actinolita hornblenda xisto com foliação fraca, textura granoblástica de contatos serrilhados, com hornblenda verde clara (~70%), actinolita (~23%), clorita (~5%), opacos (~2%). Fácies bem preservadas também ocorrem, como nos pontos 2MW341 e 640 do stock máfico-ultramáfico da Faz. Conceição, satélite da intrusão de Água Clara, um plagioclásio ortopiroxenito gradando para fácies websterítica e norítica (Fotomicrografia 51,52).

As fácies gabróicas mostram *trend* norítico. As texturas são muitas vezes preservadas e geralmente ocorrem coroas de uralitização de dois eventos: um em alto grau e outro da fácies

epidoto anfibolito a xisto verde, indicando hidratação parcial superimposta ao metamorfismo granulítico.

A análise da associação com uralita de alto grau em ocorrência de metagabro a sudeste do corpo de Água Clara (Fotomicrografia 50) mostrou que a cristalização da hornblenda vermelha retrometamórfica deu-se em pressões de cerca de

**7 a 8kbar e 750 a 850°C**

ou seja, no campo da fácies granulito, usando-se o geobarômetro Al em anfibólio e o geotermômetro anfibólio em equilíbrio com plagioclásio do programa PTMAFIC.

Resultados semelhantes foram obtidos em fácies de cpx-opx granulito máfico (ponto 2MW340) encaixante do *stock* máfico-ultramáfico Faz.Conceição, ao se analisar a associação mineral de banda metamórfica superimposta às bandas granulíticas (Foto 55):

**~ 7kbar e 790°C**

Certamente as condições de cristalização da associação granulítica foram mais severas do que essas.

A água que uralizou parcialmente os piroxênios pode, assim, ter sido de origem local liberada, por resfriamento ou descompressão, de fases fundidas que a coletaram dos produtos de reações de desidratação durante o metamorfismo progradante.

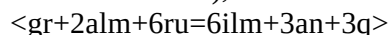
### **5.3.3. Kinzigito do Córrego do Bagaço**

A 15 km de Ouro Verde para Petrolina (ponto 2MW609) ocorrem fácies de gnaisses kinzigíticos que se associam com bandas e boudins de opx-cpx granulitos granoblásticos, em geral finos a médios, e que predominam, localmente, sobre as fácies ácidas.

O kinzigito estudado apresenta grão médio a grosso, estrutura de bandas centimétricas, irregulares e de natureza composicional devidas à concentração de níveis mais feldspáticos e apresentando glomeroblastos de granada vermelha que pode concentrar-se em massas de 2-3cm de diâmetro. A foliação é acentuada pela cristalização diaforética de biotita sobre a granada, determinando uma xistosidade sub-paralela às bandas. O protólito não foi determinado, admitindo-se uma origem tanto de gnaisses/granitos aluminosos quanto de pelitos.

A textura é granoblástica de contatos irregulares relacionados com deformações e recrystalizações diaforéticas e a composição estimada é: andesina ácida~35%; granada ~30%; quartzo~15%; ortoclásio~10%; biotita vermelha~5%; rutilo>1%; opacos, espinélio verde, sillimanita.. A granada apresenta inclusões de biotita arredondada (I), de agulhas de rutilo, de sillimanita acicular e de espinélio verde. Não foi feita análise de microsonda, mas as características de cor e a associação indicam tratar-se de granada almandínica. Nas bordas e em fraturas esta granada dá origem a biotita(II) vermelha, idêntica à das inclusões. Rutilo em cristais maiores associa-se com esta biotita diaforética.

O geobarômetro de Bohlen & Liotta (1986) foi definido para rochas máficas (granada granulitos e granada anfibolitos), usando a reação:



para uma atividade de alm ~ 2x gr a reação realiza-se entre 9kbar a 700° e 12 kbar a 1000°C. Quanto mais almandina, menor a pressão. Apesar de não se tratar de rocha máfica, as inclusões na granada evidenciam condições de equilíbrio alm+ru e alm+sill esta talvez derivada de reação  $\text{q}+\text{herc}=\text{alm}+\text{sill}$  (Figura 5-2) já que são encontrados restos de espinélio verde na granada. Como não foi identificada cianita na associação (sill->cianita a >6kbar em resfriamento isobárico, Harley,1989), são estimadas pressões e temperaturas relativamente elevadas, da ordem de 6-8kbar e 800 a 950°C para o auge do metamorfismo nesta região.

#### 5.3.4. Supracrustais

No domínio granulítico do Bloco Anápolis-Itaçu são reconhecidos esporadicamente fácies de rochas metassedimentares como, por exemplo:

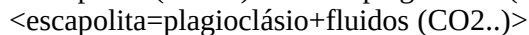
1) 11km de Nerópolis para Ouro Verde (ponto 2MW5), onde ocorre rocha cálcio-silicatada com bandas centimétricas descontínuas de cores verde clara e branca, variando, em escala de afloramento, para fácies de diopsídio quartzito hornblêndico a anfibolito. A composição estimada desta cálcio-silicatada de textura granoblástica é a seguinte: plagioclásio/ saussurita ~45%; diopsídio ~30%; quartzo ~15%; titanita ~7%; granada ~1%;apatita.

2)mármore de Goianira (ver item 2.5): a fácies típica deste mármore é a de uma rocha branca, sacaróide de aspecto mosqueado por cristais milimétricos de vários minerais cálcio-silicáticos, principalmente diopsídio verde, hedenbergítico (foto 26). Fragmentos silicáticos, centi a decimétricos com formas variadas, geralmente irregulares, caprichosas e angulosas como a da foto 27, ocorrem em meio a matriz granoblástica maciça, formando ressaltos no afloramento devido ao intemperismo diferencial. Bandas inconspícuas (fluxo milonítico?) ocorrem localmente. Predominam os fragmentos de quartzo, mas ocorrem, também, os de gnaiss (Foto 27), os de concentração de minerais metamórficos (diopsídio) e outros quase indistintos na rocha fresca, compostos de plagioclásio e escapolita.

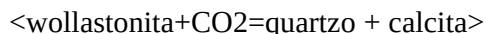
Na Província tectônica Basin and Range, nas Ruby Mountains, Nevada, SW dos USA ocorre milonito calcítico (Hamilton, 1987) derivado de mármore, contendo fragmentos e *boudins* de anfibolito e de quartzito rotacionados, que conforma uma *carapaça* sob falha de descolamento com estrutura de brecha análoga à do mármore de Goianira.

A textura da fase carbonática é granoblástica média, com cristais silicáticos esparsos de formas arredondadas. Os minerais arredondados também contêm inclusões arredondadas (Fotomicrografia 30). A interpretação desta textura é a de que a cristalização deu-se em ambiente extremamente dinâmico, com dissolução mineral nas superfícies tensionadas dos grãos e recristalização em sítios favoráveis, de baixa pressão, com o mineral mais rúptil sendo rotacionado devido ao cisalhamento não-coaxial, produzindo fluxo diferencial na matriz dúctil. Vários são os minerais que apresentam este arredondamento: escapolita, ortoclásio pertítico, titanita, diopsídio, wollastonita.

Outra característica textural é o desenvolvimento de coroas, principalmente de grossulária, reacional entre os silicatos aluminosos e o carbonato (Fotomicrografias 29 e 30), atestando modificação das condições de equilíbrio dos minerais. Coroa de plagioclásio ( $\pm$ an37) ocorre, também, em torno da escapolita em reação do tipo:



Simplectitos de quartzo + carbonato pseudomorfizam cristais arredondados e indicam a reação de reversão:



que, provavelmente, é correlacionada com o evento metamórfico de cristalização das coroas de granada através de: aumento de pressão e/ou aumento de  $\text{PCO}_2$  e/ou diminuição de temperatura (conforme curvas de equilíbrio destas fases minerais em, e.g. Yardley, 1989; Winkler, 1977). A formação da grossulária através de reações como:

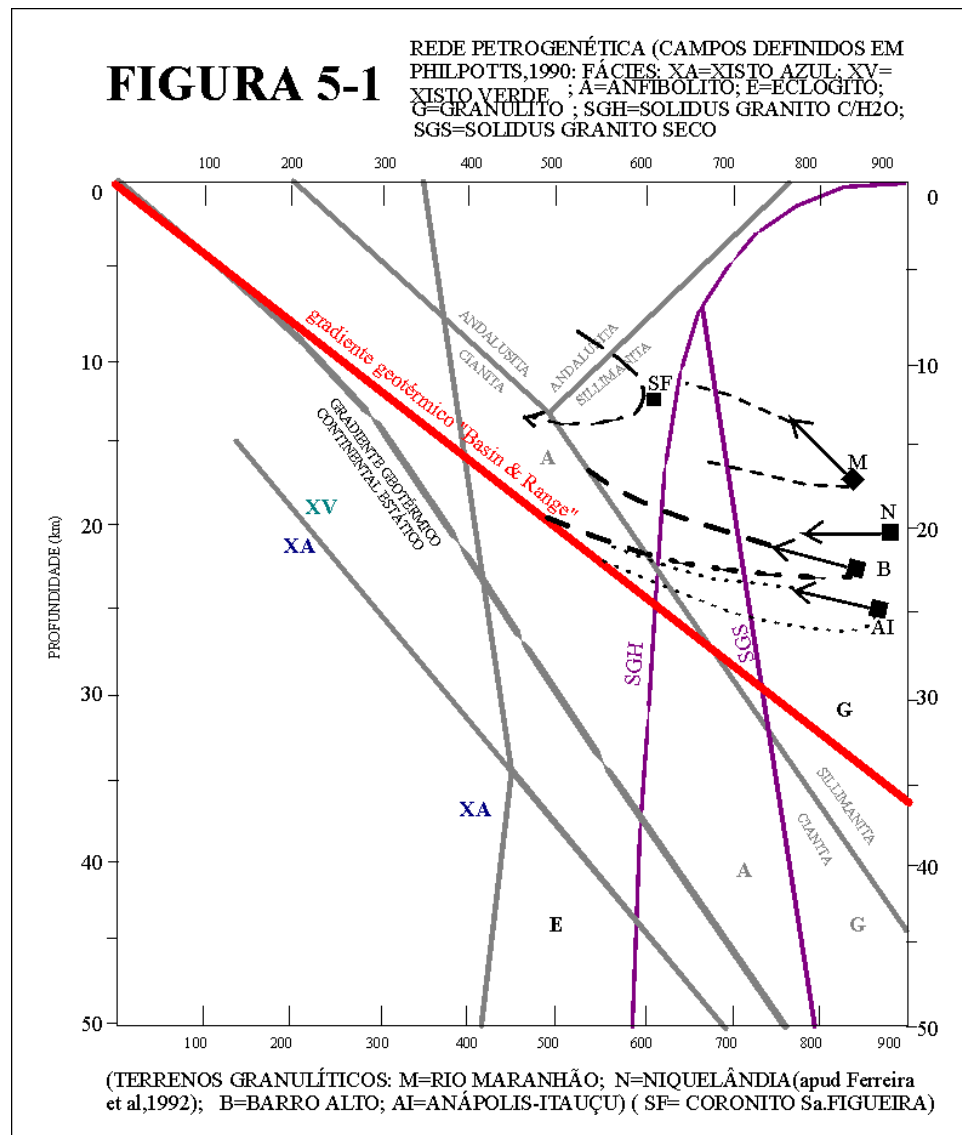


pode ter sido casada com a de quebra da wollastonita através de aumento de  $X_{\text{CO}_2}$ . O aumento de pressão de carga seria assim, provavelmente, o disparador desta reação.

A hipótese da wollastonita ter se originado em um primeiro evento de metamorfismo térmico junto ao corpo gabro-piroxenítico mapeado por Nilson & Motta (1969) é muito

interessante pois a cristalização de wollastonita é facilitada por baixas pressões e/ou por fase fluida aquosa. Essa hipótese implica em que arredondamento de cristais de wollastonita tenha se dado simultaneamente com o evento magmático ou que os cristais de wollastonita tenham sido arredondados em evento termodinâmico posterior.

3) quartzito bandado do local Vicente, entre Araçu e Itauçu (ponto 2MW587). A associação litológica nesta área é de leptinitos e rochas máficas com fases cálcio-silicáticas (diopsídio, granada grossulário-andradítica, plagioclásio cálcico, epidotos - Fotomicrografia 32) em alternâncias métricas a decamétricas. O quartzito em questão é um *bif* com bandas milimétricas a centimétricas sílico-aluminosas (quartzo ~65%, sillimanita cianitizada ~20% e muscovitizada ~2%) entre bandas irregulares e descontínuas com concentrações lenticulares milimétricas a centimétricas de opaco (ilmenita ~12%). Estauroлита com Fe/Mg~3,83 (<1%) cresce em



idioblastos (Fotomicrografia 31) na interface quartzo-cianita-ilmenita e incorpora, localizadamente, a foliação milonítica, indicando que é pós-tectônica.

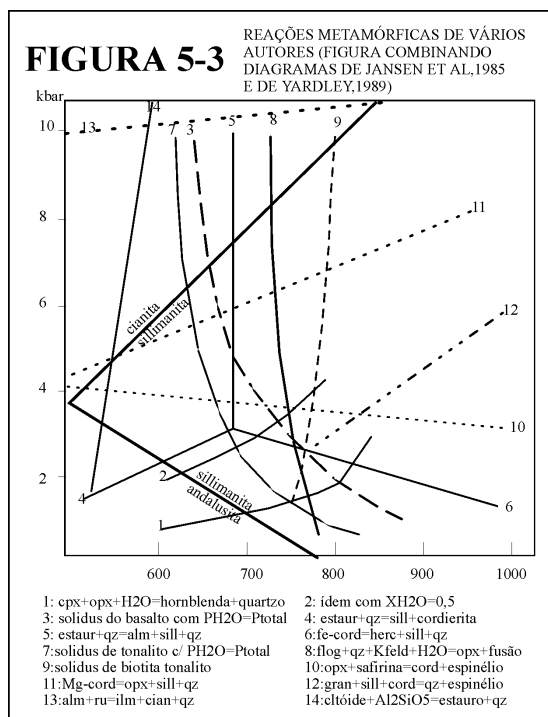
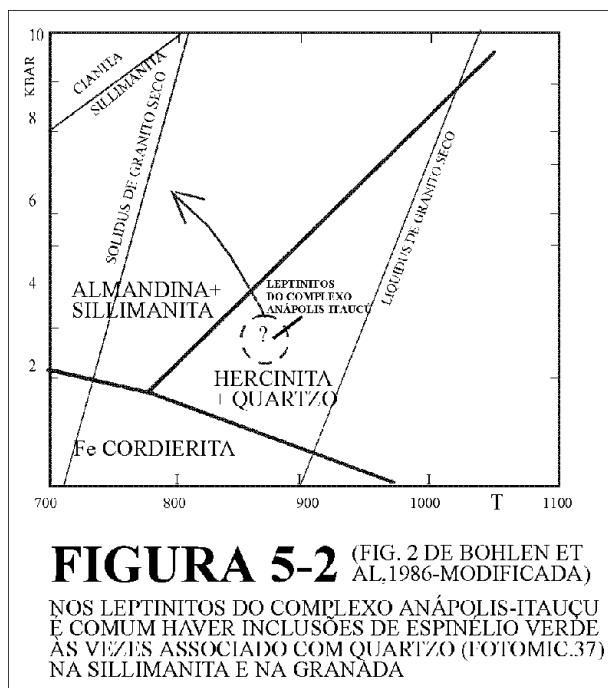
O geobarômetro de Bohlen & Liotta (1986), visto atrás para o kinzigito do Córrego do Bagaço, permite definir que as pressões foram inferiores a 10,5 kbar (ver Fig.5-3, reação 13) vista a associação (ilmenita+sillimanita+quartzo). A transformação sillimanita=>cianita pode ter se dado por aumento de pressão ou resfriamento isobárico e em fase pós tectônica, ao atingir condições da fácies anfibolito, foi acompanhada pela reação:

**quartzo+cianita+fase óxido Fe=estaurolita**

que, conforme Figura 5-3, deve ter se dado em temperaturas entre:

**550 e 680 (estabilidade da estaurolita) e pressões>4,5kbar(associação com cianita)**

No local associa-se, além de amplos terrenos gnáissicos e leptiniticos (metavulcânicos em parte?) um metabasito que apresenta contatos irregulares com o quartzito. É composto por hornblenda verde (~30%) que cresce sobre piroxênio (diopsídio~5%), pseudomorfizando-o localmente, andesina (~45%); biotita (~10%); epidotos (~5%);quartzo (~2%); carbonato, titanita.. Talvez corresponda a um dique de microgabo-diorito anfibolitizado intrusivo nos terrenos já granulitizados.



## 6.LITOGEOQUÍMICA

Os estudos petrogenéticos dos complexos máfico-ultramáficos têm indicado que os magmas parentais que originaram estes complexos foram de filiação tholeítica e natureza sub-alcalina. Vários modelos de evolução magmática têm sido propostos, desde a origem proto-ofiolítica (e.g. Danni & Leonardos, 1978,1980; Danni et al., 1982), envolvendo *rifteamento* de crosta dinamicamente ativa, até a de fracionamento em sistemas fechados de câmaras magmáticas (tipo Bushveld) estáticas em crosta continental (e.g. Rivalenti et al,1982; Girardi et al.,1986; Fugì, 1989; Ferreira Filho et.al., 1991,1992; Correia,1994).

Qualquer que seja o modelo evolutivo, não se poderá deixar de considerar a possível relação genética entre a sequência granulitizada *basal* (gabro-norítica), a sequência troctolito-gabro-anortosítica anfibolitizada e a sequência vulcano-sedimentar, vistas as idênticas e constantes interrelações espaciais e tectono-metamórficas que apresentam em todos os complexos, à exceção de Cana Brava com aparente ausência da zona anortosítica.

### 6.1. COMPLEXO CANA BRAVA

Fugì (1989) verificou que as rochas do Complexo Cana Brava apresentam correlação positiva de elementos incompatíveis com a razão  $Fe/(Fe+Mg)$  e negativa com Cr e Ni, determinando um magma parental basáltico enriquecido em ETRL, com  $Ce_N/Sm_N \sim 1.22$  e que teria sofrido contaminação crustal por rochas ácidas (valores negativos de S Nd). Além disso, observou que o padrão diferente de ETR de anfibolitos a oeste (Sequência Palmeirópolis) indica magma gerador não cogenético do que formou o complexo gabro-norítico granulitizado.

Correia (1994) modelou o magma parental do complexo como olivina-tholeítico. Os resultados de análises de ETR desse autor mostram uma ampla variação, desde valores próximos a 1 (normalizados a manto primitivo) até enriquecimentos acentuados, crescentes em ETR e em ETRL/ETRP para o *topo* do complexo com razões  $(La/Lu)_N$  entre 2 e 8, mas chegando a mais de 24 para amostra que teria sido produto de maior fracionamento aliado a contaminação crustal.

### 6.2. COMPLEXO NIQUELÂNDIA

O modelo de evolução petrogenética do Complexo Niquelândia proposto por Girardi et al. (op.cit) rejeita a hipótese de duas sequências plutônicas distintas, como sugerida por Danni & Leonardos (op.cit), mas distingue duas sequências comagmáticas: a LS (lower sequence) e a US (upper sequence) que teriam diferentes *trends* de fracionamento (ol,  $\pm sp$ , cpx, opx na LS e ol, pl, cpx na US) relacionados a fases variáveis de *liquidus*. O modelo proposto envolve o aumento de  $P_{H_2O}$ , devido à maior concentração de voláteis no topo da câmara magmática e, em consequência, o rebaixamento da temperatura do *liquidus* da US na parte superior da intrusão, com uma passagem gradacional, segundo aqueles autores, entre as duas sequências.

Nilson & Ferreira Filho (1993) analisaram os dados de Girardi (1986) e concluíram que o magma parental do Complexo Niquelândia foi picrítico (8,7% FeO e 14,1% de MgO, pobre em álcalis e elementos incompatíveis), sendo que a olivina dos níveis basais do complexo varia de Fo92 a Fo84 enquanto que, nos níveis dos troctolitos e gabro-anortositos, a olivina fica entre Fo76 e Fo63.

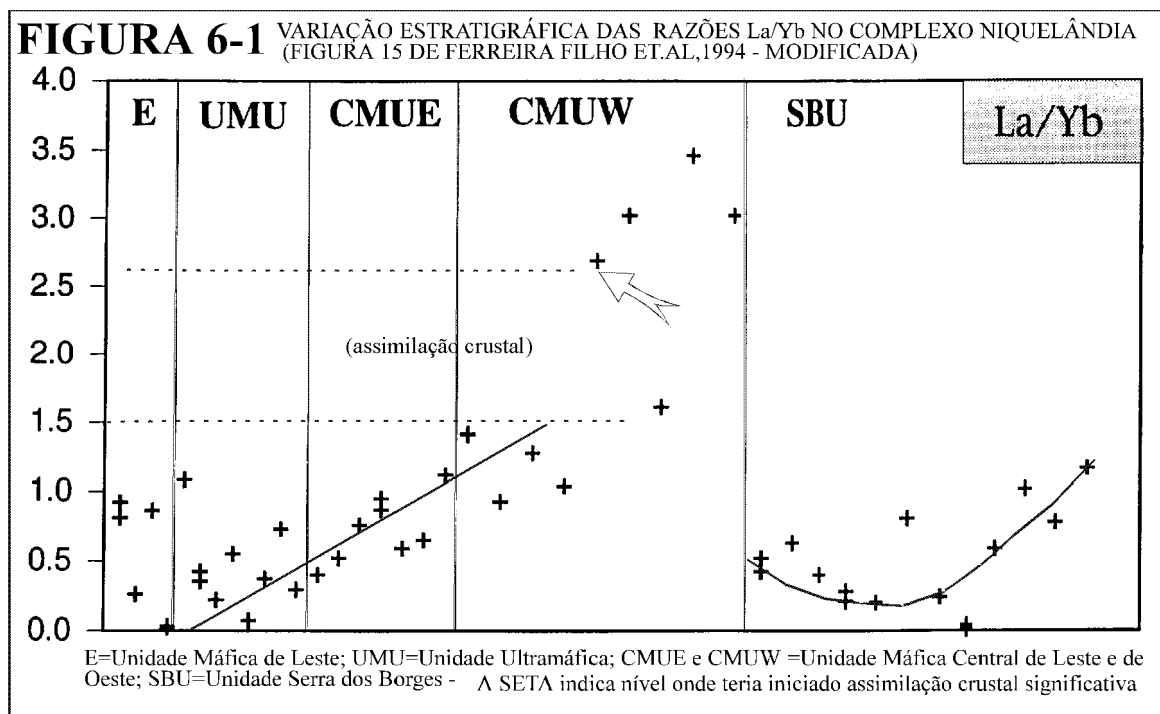
Ferreira Filho et al. (1994b), baseados em estudo de composição dos piroxênios e de padrões de ETR ordenados segundo a *estratigrafia* do Complexo Niquelândia, verificaram uma importante quebra de evolução litogeoquímica na passagem dos granulitos para os gabro-anortositos.

Essa quebra corresponde, exatamente, à *quebra* lito-tectônica, presente em todos os complexos, entre as sequências granulitizadas, gabro-noríticas da base, e as sequências troctolito-gabro-anortosíticas anfibolitizadas, acima. Nesse estudo, os autores identificaram um *trend* de enriquecimento em Fe e em elementos incompatíveis progressivo na unidade inferior,



consistente com um magma picrítico sub-alcálico, conforme já modelado por Girardi et.al (op.cit), fracionando em condições de baixa  $fO_2$ , com fases cúmulus olivina e cr-espinélio seguidas de opx e cpx e de plagioclásio. Unidades cíclicas destas fases indicariam reversões associadas com novos afluxos de magma em um sistema magmático aberto, aqui já um pouco diferente da proposta de Girardi et.al. Modelando o líquido magmático a partir dos teores em ETR e Sc de cada amostra, verificaram que o padrão de ETR normalizado a condrito das unidades inferiores é diferente do padrão da sequência gabro-anortosítica, representando, provavelmente, a entrada de magma distinto, não relacionado com o fracionamento magmático das unidades inferiores: o padrão das unidades basais sugere fonte mantélica fértil, enquanto que o magma modelado das unidades superiores, gabro-anortosíticas, com menor razão Mg/Mg+Fe (indicados pela olivina e piroxênio), apresenta padrão sugestivo de derivação de manto empobrecido em elementos incompatíveis.

Esta quebra é bem visível quando plotadas as variações das razões La/Yb x posição estratigráfica presumida (Figura 6-1).



Além disso, não é verificado o enriquecimento em Fe dos níveis gabro-noríticos, indicando que as condições de solidificação se deram sob mais alta  $fO_2$  a qual condicionou a cristalização de óxidos de Fe e Ti, inclusive na forma de camadas ricas em magnetita/ilmenita, ao mesmo tempo que empobrecia progressivamente o líquido magmático nestes elementos. Revela ainda esse estudo a discrepância de valores de elementos traços incompatíveis e razões La/Yb (Figura 6-1) dos corpos dioríticos (Unidade João Caetano) com relação ao pacote ultramáfico-gabro-norítico no qual se inserem e que foi interpretada como resultado do processo de contaminação por fusão de rochas crustais ácidas. Assim, Ferreira Filho et al (op.cit) remodelam a gênese da Sequência Serra dos Borges: ela corresponderia à evolução magmática de novo aporte de magma primitivo, agora oriundo de manto já empobrecido, e após a consolidação da unidade gabro-norítica.

### 6.3. COMPLEXO BARRO ALTO

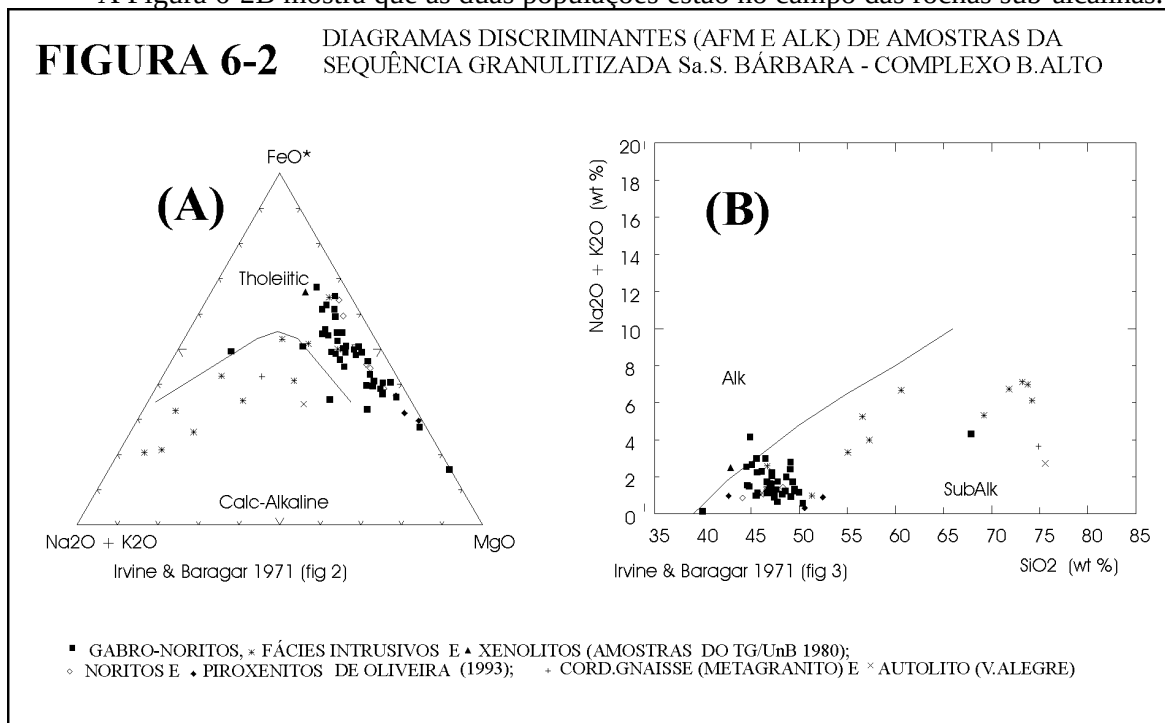
Com o objetivo de identificar os *trends* evolutivos e prováveis diferenças da litogeoquímica entre as unidades do Complexo Barro Alto, foram reunidos os dados de diversos estudos encetados na região. Além de análises do presente trabalho foram utilizadas, também, análises do Trabalho de Graduação de 1980 - região de Goianésia (ver Anexo 4) e análises de dissertações de mestrado da UnB (Moraes,1992; Oliveira,1993).

#### 6.3.1. Sequência Serra de Santa Bárbara

As Figuras 6-2 A e B mostram diagramas discriminantes de amostras da Sequência Serra de Santa Bárbara. Apesar de uma certa dificuldade em resgatar o posicionamento geológico preciso de algumas amostras do Trabalho de Graduação para a sua codificação, logrou-se dividir as amostras, fundamentalmente, em dois grupos:

- 1) piroxenitos, noritos, gabros e
- 2) rochas de composição variável, com indícios (xenólitos principalmente) de pertencerem à fase intrusiva tipo Córrego do Guará (gabros, quartzo-dioritos a granodioritos) e Vista Alegre (granito).

A Figura 6-2B mostra que as duas populações estão no campo das rochas sub-alcálinas.



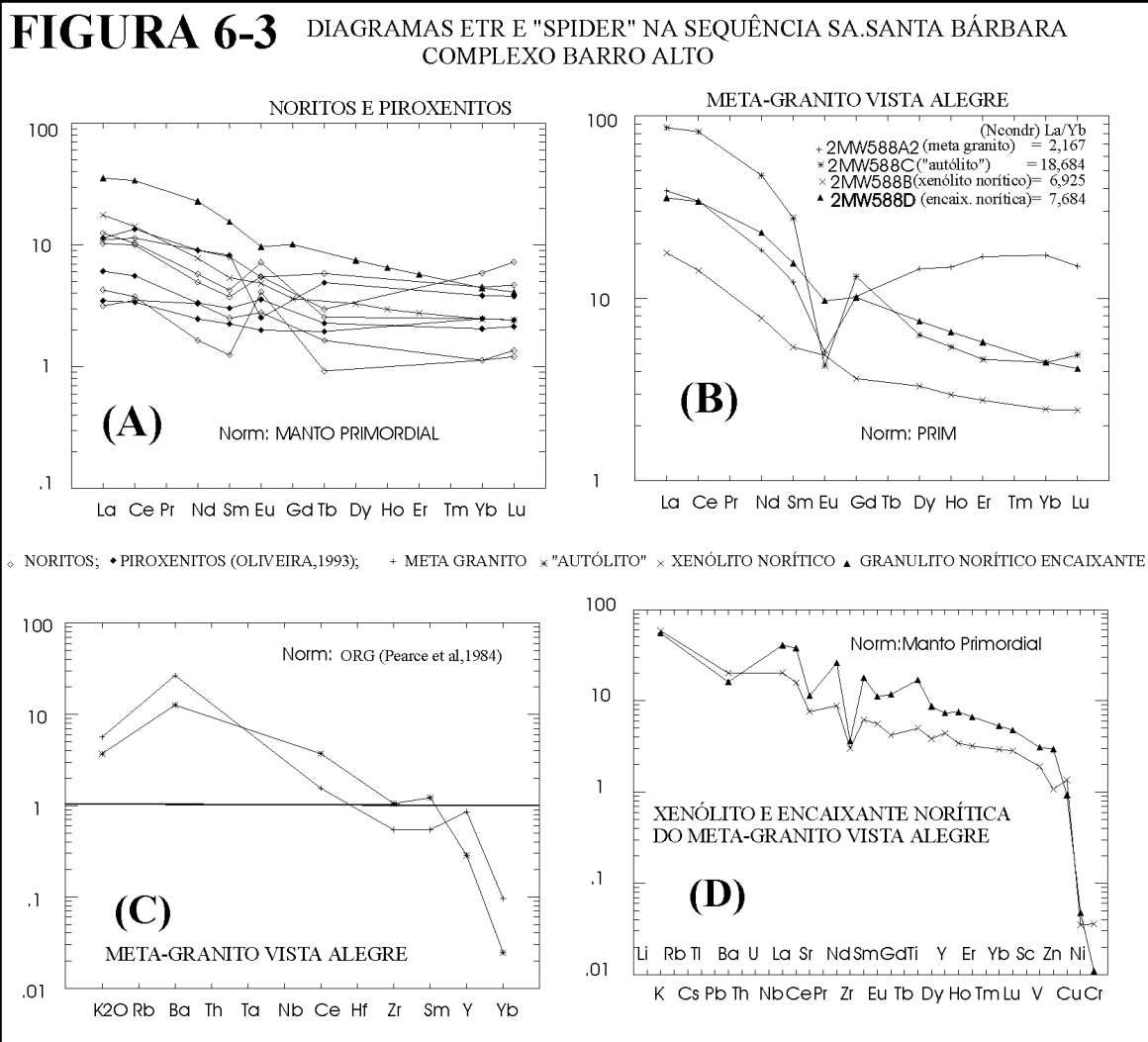
A codificação das rochas nestes dois grupos evidenciou, através dos diagramas químicos, que elas correspondem a duas séries evolutivas diversas:

- 1) evolução tholeítica (piroxenitos, gabronoritos a noritos) das fácies básicas, picríticas e com olivina normativa, seguindo um *trend* de enriquecimento em Fe mas sem fases terminais mais alcalinas em direção ao vértice Na+K (abortado por saída de magma residual ou amostragem insuficiente?);
- 2) evolução do tipo calcialcalina (gabros, gabro-dioritos, quartzo-dioritos a granitos em brechas ou associados com brechas plutônicas), *iniciando* de um ponto intermediário da primeira linha evolutiva para termos mais ricos em Na e K.

As duas séries evolutivas são identificadas também em gráficos de variação dos óxidos maiores x índices de evolução magmática como o índice de solidificação [IS=100 x MgO/

( $MgO+FeO^*+Na_2O+K_2O$ )] de Kuno (1968) da Figura 6-10. Enquanto os gabro-noritos mostram um enriquecimento em  $FeO^*$  para os termos mais evoluídos até o índice 25, as fácies intrusivas, *em continuação* a este ponto, decrescem em  $FeO^*$ . Este comportamento provavelmente está relacionado com a fixação de Fe em fases óxido de concentração localizada, ou seja em magma com  $fO_2$  mais elevada nestas fases intrusivas. O  $TiO_2$  apresenta comportamento um pouco diferente, não tão contrastante mas ainda assim bem distinto entre as duas sequências, como ocorre com vários outros óxidos, notadamente o  $K_2O$ .

Rochas calcialcalinas correspondem à evolução de magmas associados à tectônica colisional. Entretanto, há evidências localizadas de processos de contaminação crustal como xenólitos de espinélio verde-azulado (Fazenda Sibéria) como provável restito refratário de pelitos digeridos e bordas transicionais entre xenólitos e hospedeira gabróica em diversos locais. Assim, além de processos de segregação metamórfica de alto grau que modificam o padrão de discriminação dos elementos maiores, é certo que tenha ocorrido, também, contaminação crustal do magma, produzindo este *trend calcialcalino*. Vale lembrar que foram incorporados xenólitos de mármore, gnaisses e outras rochas (ver Fotos 8 a 17). O fato destas rochas gabro-dioríticas a graníticas com xenólitos serem ubíquas, isto é, ocorrerem em níveis variados do corpo máfico-ultramáfico, indica que esta fusão crustal deva ter se dado em níveis inferiores, junto aos dutos de canalização magmática. Desta maneira, após aquecimento acima do *solidus* granítico, o líquido teria sido hibridizado e, conseqüentemente, seriam alteradas as assinaturas geoquímicas nas rochas resultantes.



A Figura 6-3B apresenta, além das curvas já citadas (xenólito e encaixante grabronoríticas), as do meta-granito (biotita-sillimanita-granada-cordierita gnaiss) e de seu provável autólito (Foto 16). Ambas as rochas apresentam quimismo semelhante (Ver Anexo 4) e a mesma composição mineralógica. Entretanto, os padrões ETR dos dois, apesar de serem ambos em *asa de pássaro*, mostram inclinação bem diferente com:  $La_N/Yb_{N(CONDRIITO)} = 2.165$  e  $18.662$ , respectivamente. O elevado teor relativo em ETRP no metagranito, por um lado, e de ETRL no “autólito”, por outro, poderia ter as seguintes causas, não necessariamente conflitivas:

- 1- a fusão crustal mais avançada incorporou mármore magnesiano (ver Fotos 14, 15), elevando a  $P_{CO_2}$  na massa fundida e facultando a concentração de ETRP como complexos carbonáticos;
- 2- a amostra analisada corresponde a uma banda kinzigítica: a segregação metamórfica da granada concentrou os ETRP nesta banda amostrada;
- 3- a fonte de fusão crustal em um primeiro momento de elevação das geotermas teria uma fusão parcial enriquecida em ETRL (como o “autólito”); com a fusão atingindo o paleossoma e os minerais resistatos (granada..), o líquido magmático, gerado de crosta siálica já parcialmente fundida e “empobrecida” em ETRL, ficaria enriquecido em ETRP com relação ao “autólito”;
- 4- o “autólito” seria um xenólito arrancado das zonas inferiores de fusão crustal muito diversificada petrogenética e quimicamente o que é atestado pela variedade de xenólitos que ocorrem em fácies correlatas.

A figura 6-3C coloca em destaque as análises do metagranito e do “autólito” e a figura 6-3D as do xenólito e da encaixante norítica na forma de diagramas de elementos traços de compatibilidade crescente (“spiderdiagrams”). É evidente a semelhança de padrões em cada figura, o que sugere um certo relacionamento genético em cada conjunto diagramado.

Na Figura 6-3C, a falta de vários elementos não dosados prejudica a correlação, usando-se os diagramas definidos por Pearce et al(1984) para rochas granitóides. Entretanto, verificam-se semelhanças com certos padrões de granitos como o de intraplaca com litosfera continental estirada e, em segundo lugar, com os granitos de arco vulcânico tipo chilenos, apesar do K e  $Zr_N$  mais baixos e de  $Yb_N$  mais alto. Apresentam, também, alguma semelhança com a variação dos granitos do Tibet, mas com Zr, Sm, Y mais altos (5 a 10x).

A figura 6-3D mostra que o xenólito e a encaixante do metagranito correspondem a termos evoluídos do magma gabro-norítico do complexo com Ni e Cr muito fracionados.

A partir dos trabalhos anteriores e dos dados apresentados, conclui-se que a Sequência Serra de Santa Bárbara é representada por dois conjuntos de rochas:

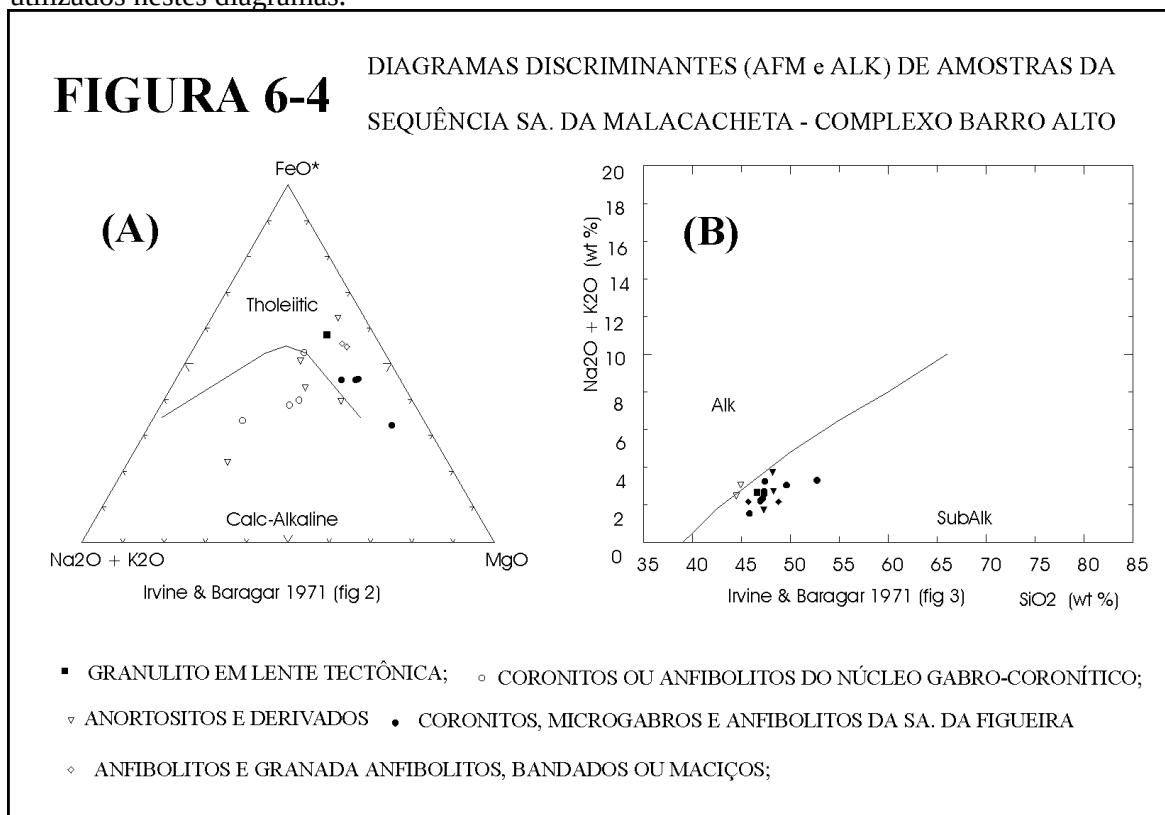
- 1) o primeiro, derivado de magma basalto tholeítico magnesiano fracionado de manto fértil, dando origem à série gabro-norítica de cumulados, com enriquecimento progressivo em Fe para os termos mais evoluídos que atingem  $SI(Kuno, 1968) \sim 30$ ;
- 2) o segundo conjunto apresenta um *trend calcialcalino* ( $10 < SI_{Kuno} < 30$ ), com empobrecimento em Fe resultante da evolução do mesmo magmatismo basáltico mas, a partir de determinado momento, envolvido progressiva e intensamente em processos de contaminação crustal.

Entre as causas desta mudança está, provavelmente, a combinação de vários fatores interrelacionados: estiramento litosférico e aquecimento progressivo das encaixantes, elevação crustal adiabática e/ou delaminação lístrica, favorendo a refusão parcial isotérmica por mudança de carga litostática e a mudança no regime de  $fO_2$ .

### 6.3.2. Sequência Serra da Malacacheta

A Figura 6-4A apresenta diagrama AFM de amostras da Sequência Serra da Malacacheta com várias amostras denotando *trend calcialcalino*. Algumas amostras indicam tendência tholeítica como as da lente tectônica de granulitos, de anfíbolitos e de granada anfíbolitos.

Tratando-se, entretanto, de rochas de alto grau metamórfico, muitas vezes com *layering* metamórfico, é provável que parte das rochas amostradas do TG 1980/IG/UnB não represente as rochas ígneas originais quanto aos teores de elementos mais móveis, principalmente os alcalinos, utilizados nestes diagramas.



A Figura 6-4B caracteriza a natureza subalcalina das rochas analisadas da Sequência Serra da Malacacheta. Não se tem análises de ETR destas amostras. Entretanto, foi analisado um microgabro parcialmente anfibolitizado e que representa uma fácies fina de coronitos e granada anfibolitos da Serra da Figueira (ver fotomicrografias 21 a 26). Apesar de não apresentarem continuidade física com a unidade coronito-gabroanortosítica principal do Complexo Barro Alto, a identidade de parte dos litotipos (troctolitos e olivina gabros coroníticos, granada anfibolitos bandados..) e a proximidade ao longo do mesmo *strike*, tem levado a correlação destes metagabros da Serra da Figueira com os da Sequência Serra da Malacacheta (Danni et al, 1984; Winge & Danni, 1994a). O diagrama de variação de ETR deste microgabro mostra um padrão igual ao dos metabasaltos da Sequência Juscelândia (Figuras 6-7A e B) e bem diferente dos padrões determinados por Ferreira Filho et al. (1994b) para olivina gabros leucocráticos da Sequência Serra dos Borges no Complexo Niquelândia que apresentam curva positiva e baixos teores de ETR, interpretados, para aquela sequência conforme visto atrás, como entrada de novo magma derivado de manto empobrecido e diferente do magma da sequência basal, gabro-norítica.

Em função da similaridade do padrão de ETR, dos diagramas de variação de elementos de compatibilidade crescente (*spider*), conforme as figuras 6-7 A e B, e das relações de campo, indicando transição dos coronitos e microgabros para os metabasaltos oceânicos da Sequência Juscelândia, Winge & Danni (1994a,b) propuseram que estes coronitos pertencessem a base crustal oceânica (Camadas 2 e 3- MORB) desta sequência e, por consequência, que os microgabros e gabro-anortositos representassem o *substratum* oceânico do Mar Juscelândia.

Conforme discutido atrás (Cap.5), uma hipótese alternativa é a de que os microgabros e olivina gabros coroníticos da Serra da Figueira correspondam a fácies intrusivas de magmatismo oceânico recorrente em fase singenética de colmatação da bacia. A favor desta hipótese, verifica-se a assinatura isotópica idêntica (magmas de mesma fonte) mas uma diferença significativa no

grau de saturação das duas amostras analisadas: o microgabro (2MW599) apresenta olivina normativa e o metabasalto (2MW594) quartzo e hiperstênio normativos.

Os variogramas de óxidos maiores x IS de Kuno (Figura 6-10) da Sequência Serra da Malacacheta mostram *trends* irregulares, com pouca correspondência com os das fácies máficas das outras sequências. Distinguem-se por mostrar uma tendência irregular de empobrecimento em Fe para os termos mais evoluídos. Isto vai de encontro com o modelo de câmara magmática fechada, diferenciando em um só sistema plutônico e combinando as rochas da Sequência Serra de Santa Bárbara e da Sequência Serra da Malacacheta.

Conclui-se que a Sequência Serra da Malacacheta deriva de magma basáltico subalcalino, mostrando um comportamento geoquímico (*trend calcialcalino* no diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971, e o empobrecimento em Fe para os termos mais evoluídos) diferente daquele da Sequência Serra de Santa Bárbara o que coloca em questão o modelo de uma intrusão única acamada tipo Bushveld envolvendo as duas sequências.

A tendência de cristalização de plagioclásio antes do clinopiroxênio nesta sequência ocasionou o desenvolvimento de camadas significativas de anortositos e gabro-anortositos com plagioclásio cumulus. A seguir apresenta-se algumas das possíveis causas para esta evolução geoquímica:

- 1) o líquido magmático, com teor de  $Al_2O_3$  elevado devido a fracionamento em profundidade, favoreceria a cristalização de olivina mais férrica junto com o plagioclásio (troctolitos) ou de fases altamente plagioclásicas (anortositos) antes do cpx (gabros);
- 2) maior  $fO_2$  no líquido magmático, provavelmente ligada a maior  $aH_2O$  disponível em níveis crustais mais elevados, proporcionando o empobrecimento progressivo dos silicatos em Fe fixado como óxido.

### 6.3.3. Sequência Juscelândia

As Figuras 6-5 e 6-6 apresentam vários diagramas de classificação e de discriminação com a representação de análises químicas de amostras da Sequência Juscelândia.

Estão bem evidenciadas as características geoquímicas de bimodalidade do pacote metavulcânico (Figuras 6-5 A,B,C,D,E) e de gênese crustal oceânica dos metabasaltos (Figuras 6-5E,F,G; 6-6A,B,C, D) conforme já determinados para as sequências vulcano-sedimentares por Danni & Kuyumjian (1984), Kuyumjian & Danni (1991), Moraes (1992), Moraes & Fuck (1992a) e por Araújo (1986).

Brod (1988) identificou *trend* alcalino para a Sequência Coitezeiro (Indaiaópolis), correlata da de Juscelândia.. Algumas das amostras da Sequência Juscelândia também caem no campo de basaltos alcalinos (Figura 6-5D), o que poderia significar material de *transform fault* ou de ilha oceânica incorporado no pacote vulcano-sedimentar.

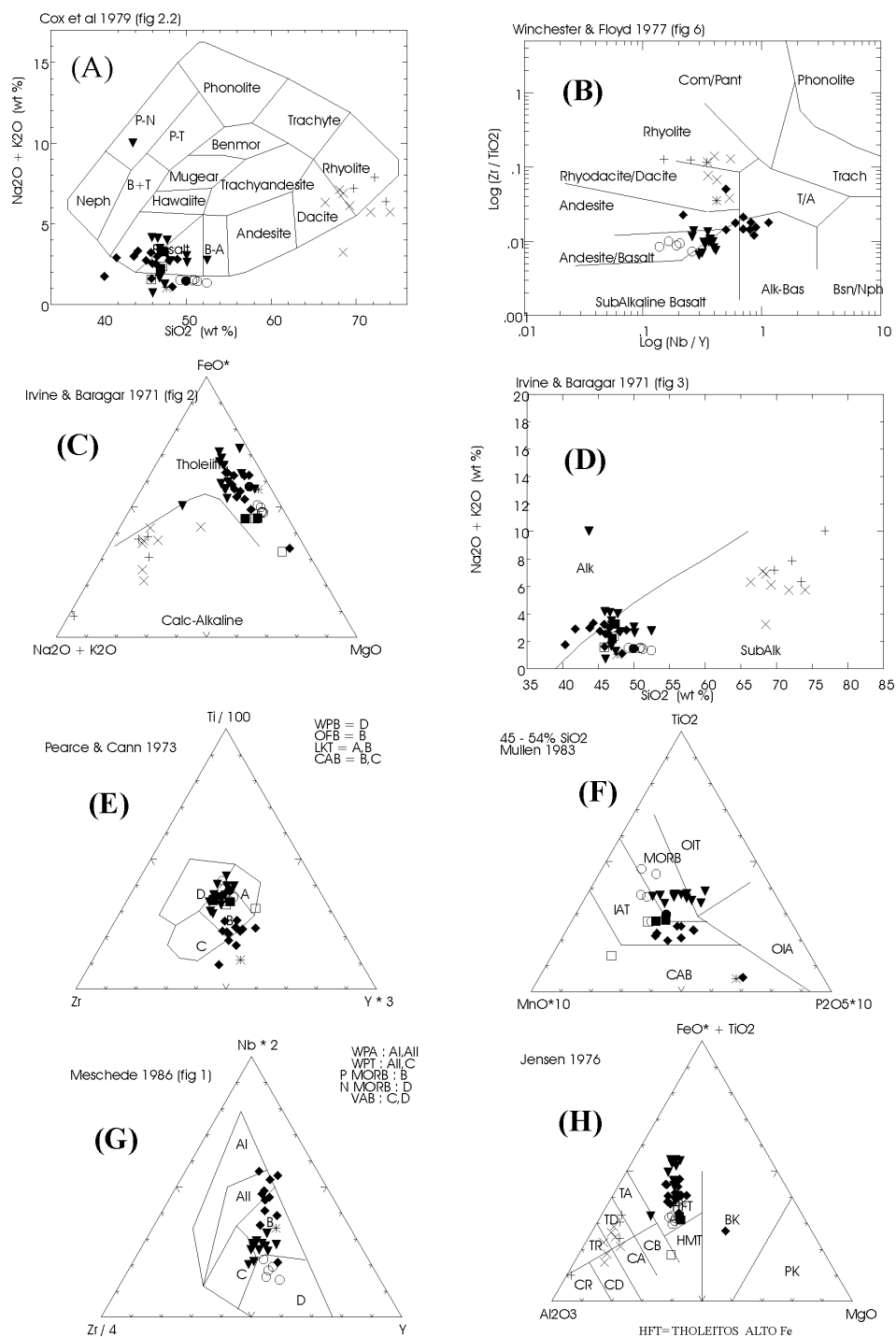
As figuras 6-7 apresentam os metabasaltos da Sequência Juscelândia analisados por Kuyumjian & Danni (1991) (Figuras C e D) e por Moraes (1992) (Figuras E e F) confrontadas com as de microgabro coronítico e de metabasalto da região da Serra da Figueira (Figuras A e B). Dentre as análises de Kuyumjian & Danni (op.cit), destacam-se duas com empobrecimento relativo em Nd, o que significa fusão de manto já empobrecido ou restito de fusão parcial de crosta oceânica, em raízes de falhas transformantes, em pontos quentes do *rift* oceânico, etc, de onde teriam escoado para níveis superiores os líquidos trothjemíticos e icelandíticos, enriquecidos em Nd. Várias análises de Moraes (op.cit) mostram empobrecimento em Eu, o que poderia estar ligado a um fracionamento deste elemento em plagioclásio acumulado ou escoado diferencialmente do líquido remanescente empobrecido em Eu ou a outras causas, como a hibridização do magma com diferenciados/ cumulados de crosta oceânica em formação sob a *ridge*. O pequeno empobrecimento em Sr apresentado em todos os *spiderdiagrams* (Figuras 6-7 B,D e F) é um indício a favor de um fracionamento incipiente com retenção de Sr e Eu em plagioclásio.

## FIGURA 6-5 DIAGRAMAS QUÍMICOS DE AMOSTRAS DE ROCHAS DA SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR JUSCELÂNDIA - COMPLEXO BARRO ALTO

AMOSTRAS DO TG/UnB1980: ◆ METABASALTOS, ✱ DIQUE (GRANADA ANFIBOLITO); ✕ GNAISSES FINOS RIODACÍTICOS.

AMOSTRAS DE MORAES(1992): ▼ METABASALTOS, + GNAISSES FINOS. ○ ANÁLISES DE KUYUMJIAN & DANNI,1991 (METABASALTOS)

AMOSTRAS DA SA DA FIGUEIRA: □ OLIV.GABRO CORONÍTICO, ■ MICROGABRO/DIABÁSIO, ● METABASALTO

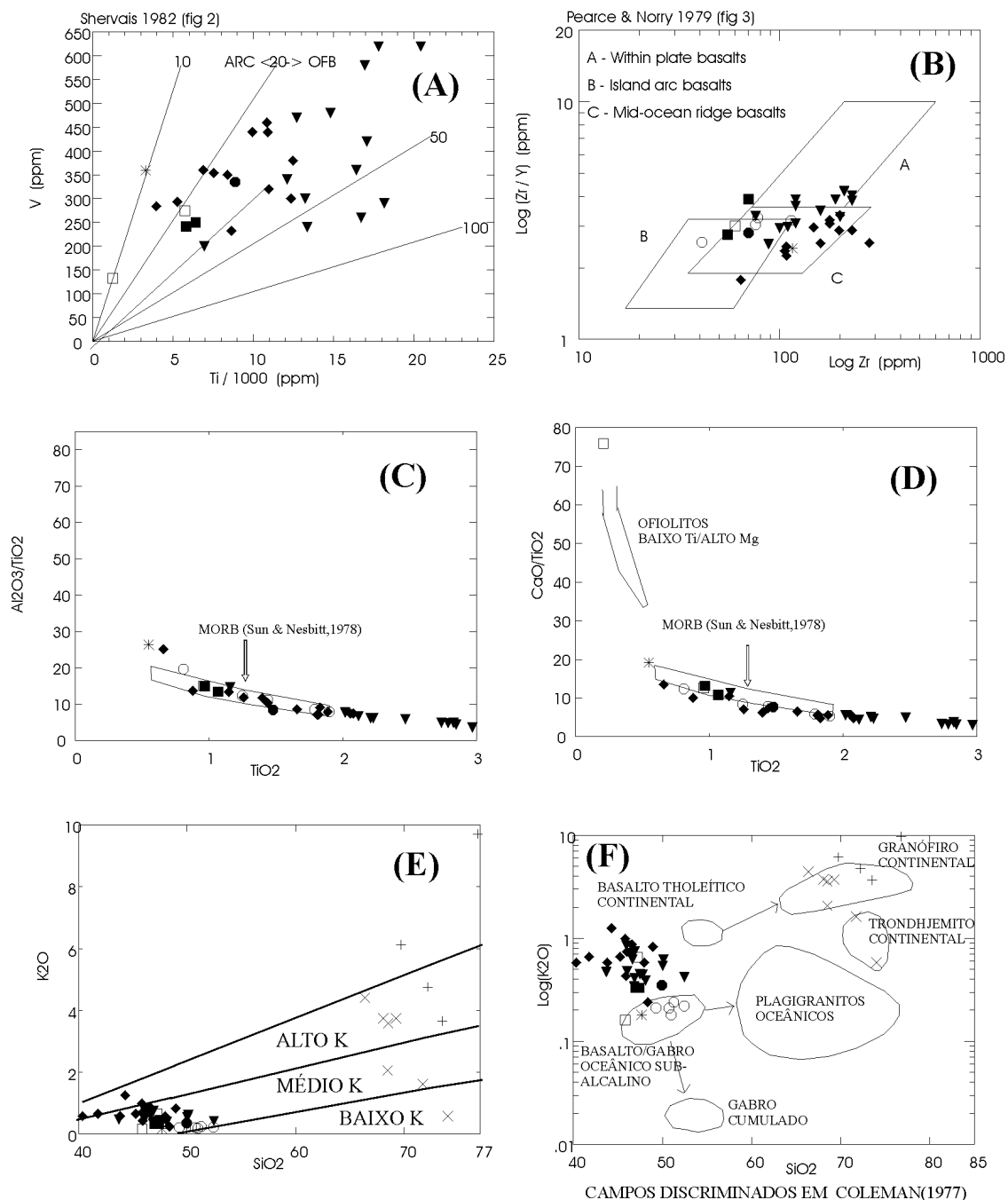


## FIGURA 6-6 CONTINUAÇÃO DOS DIAGRAMAS QUÍMICOS DE AMOSTRAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA - MESMAS ANÁLISES E CONVENÇÕES DA FIGURA 6-5:

AMOSTRAS DO TG/U<sub>n</sub>B1980: ◆ METABASALTOS, \* DIQUE (GRANADA ANFIBOLITO), × GNAISSES FINOS RIODACÍTICOS.

AMOSTRAS DE MORAES(1992): ▼ METABASALTOS, + GNAISSES FINOS. ○ ANÁLISES DE KUYUMJIAN & DANNI,1991 (METABASALTOS)

AMOSTRAS DA SERRA DA FIGUEIRA: □ OLIV.GABRO CORONÍTICO, ■ MICROGABRO/DIABÁSIO, ● METABASALTO



O fracionamento de ETR total apresenta semelhanças entre os três grupos de análises, mas as razões de ETRL/ETRP mostram diferenças, notadamente as rochas da Serra da Figueira, que apresentam razões  $(La/Yb)_N$  e  $(Ce/Yb)_N$  maiores do que 2, o que não é atingido pelos outros dois grupos. A interpretação é de que as metaplutônicas e metaefusivas da Serra da Figueira



resultaram de magma mais evoluído, isto é, houve fracionamento na câmara intraoceânica, com a retenção de olivina e opx em peridotitos. O teor relativamente baixo de Fe da olivina ( $Fe \sim 72$ ) dos olivina gabros coroníticos é um indicador deste fracionamento. Uma interpretação alternativa é a de que a *bacia oceânica Juscelândia*, sendo de *back arc* (Danni & Kuyumjian, 1984, Kuyumjian & Danni, 1991, Moraes, 1992), seria de dimensões limitadas, envolvendo, em sua tectogênese, porções crustais de transição para crosta siálica, continental ou de arco de ilha, com tendência a incorporar localmente elementos químicos resultantes da fusão parcial de rochas siálicas. Isto seria acentuado com a maturidade da bacia, envolvendo maior colmatagem terrígena e tectonismo extensional para compressional. Esta tendência parece estar evidenciada pelo comportamento do  $K_2O$  (Figuras 6-6E e F), com os metabasaltos concentrando-se em uma posição intermediária entre os campos de basaltos oceânicos e continentais discriminados em Coleman (1977). Com relação a esta última figura, cabe lembrar que, em zonas com velocidade de expansão reduzida sobre foco mantélico quente, pode-se gerar magma enriquecido em K, como o que gerou os traquiandesitos da Islândia (Oskarsson et al., 1985) com 62%  $SiO_2$  e ~3,5%  $K_2O$ .

As distribuições dos óxidos maiores com relação ao IS em rochas vulcânicas da Sequência Juscelândia (Figura 6-10) mostram analogias com as verificadas para a Sequência Serra de Santa Bárbara, isto é, apresentam, também, dois grupos com *trend* bem diferentes, no caso o grupo dos metabasaltos e o dos gnaisses vulcânicos/subvulcânicos riocáciticos. As metavulcânicas dacíticas tornam-se mais comuns para o topo da coluna, intercalando-se com metabasaltos que, ao contrário, diminuem em quantidade. A bimodalidade e a não-correlação química poderiam ser devidas a processos de fusão crustal relacionados com a mudança de regime tectônico da bacia. O envolvimento progressivo de rochas de embasamento siálico e de rochas do próprio pacote vulcano-sedimentar levaria à ocorrência progressivamente maior de fácies ácidas, evoluindo para vulcanismo explosivo, com a incorporação da fase aquosa da pilha vulcano-sedimentar. Fácies de natureza explosiva são indicadas por cianita muscovita biotita gnaisses xistosos com fenoclastos de plagioclásio (dacitos aluminosos). Cabe lembrar aqui que a Sequência Coitezeiro (Brod, 1988), correlacionada com a Sequência Juscelândia, apresenta fácies bem preservadas de vulcanoclásticas máficas e ácidas (Brod & Jost, 1994), indicando entrada de fase fluida, provavelmente do pacote vulcano-sedimentar. Especula-se se não poderia estar envolvido magmatismo colisional antecedendo o fechamento da bacia Coitezeiro ou Indaianópolis.

As Figuras 6-8 e 6-9 (diagramas de ETR e *spidergrams*) confrontam, respectivamente, as assinaturas geoquímicas:

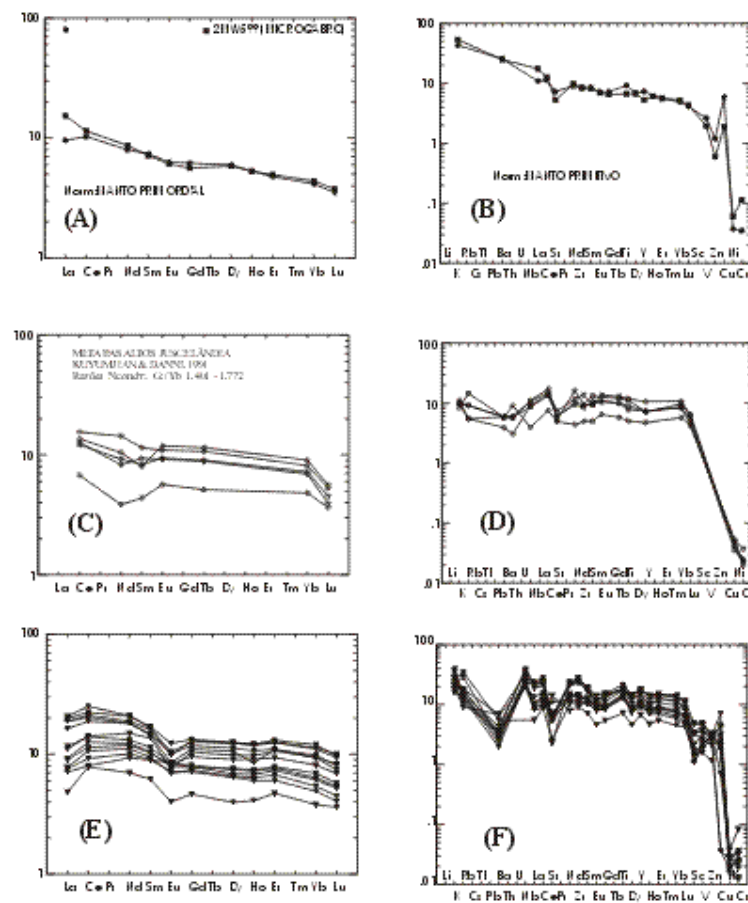
- 1) entre noritos granulitizados e metabasaltos/ metagabros da Serra da Figueira e
- 2) entre metavulcânicas/subvulcânicas riocáciticas da Sequência Juscelândia e meta-granito Vista Alegre e seu "autólito" granulitizados.

Salvas algumas variações menores, há uma grande semelhança entre os padrões das rochas comparadas. O significado desta semelhança é de difícil explicação. Poder-se-ia especular que tivessem provindo de magmas semelhantes (cogenéticos?), porém, as pequenas diferenças a seguir apontam para evoluções distintas:

- 1- na Figura 6-8 as vulcânicas e subvulcânicas da Serra da Figueira apresentam padrão retilíneo de variação, ETRL/ETRP menor e menor SETR, indicando um menor fracionamento do que os granulitos aí representados que são termos mais evoluídos da sequência gabo-norítica. A variabilidade (zigzag) dos elementos traços no *spidergram* é maior nos granulitos, com destaque para o maior empobrecimento em Zr, do que no outro conjunto. Os picos negativos em Sr nos dois conjuntos e de Eu pode indicar que ambos os magmas sofreram, em diferentes graus, algum fracionamento com plagioclásio acumulado (ver a Figura 6-3A com os noritos da base, apresentando anomalia positiva de Eu);

**FIGURA 6-7**

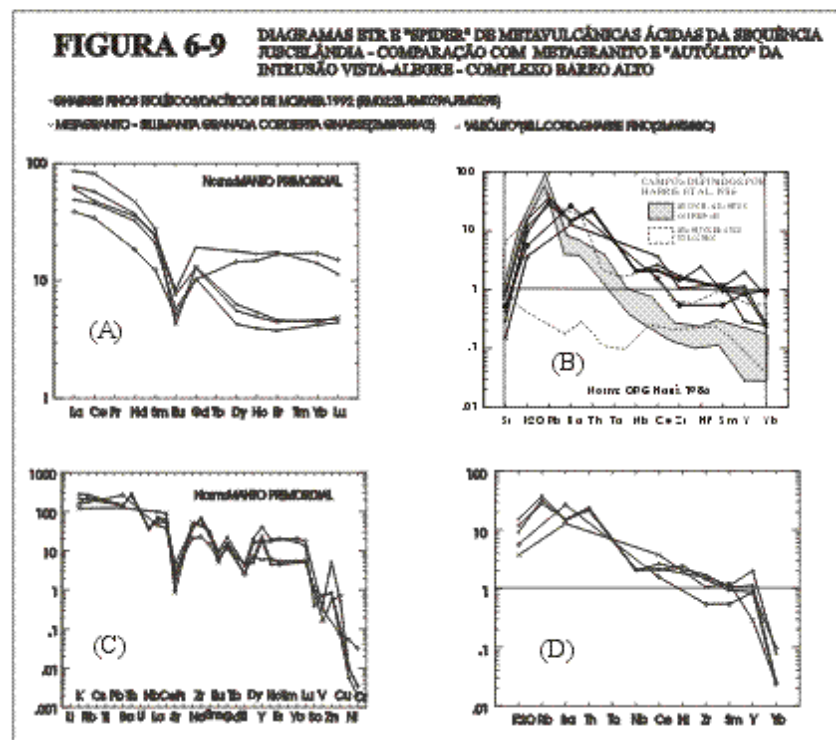
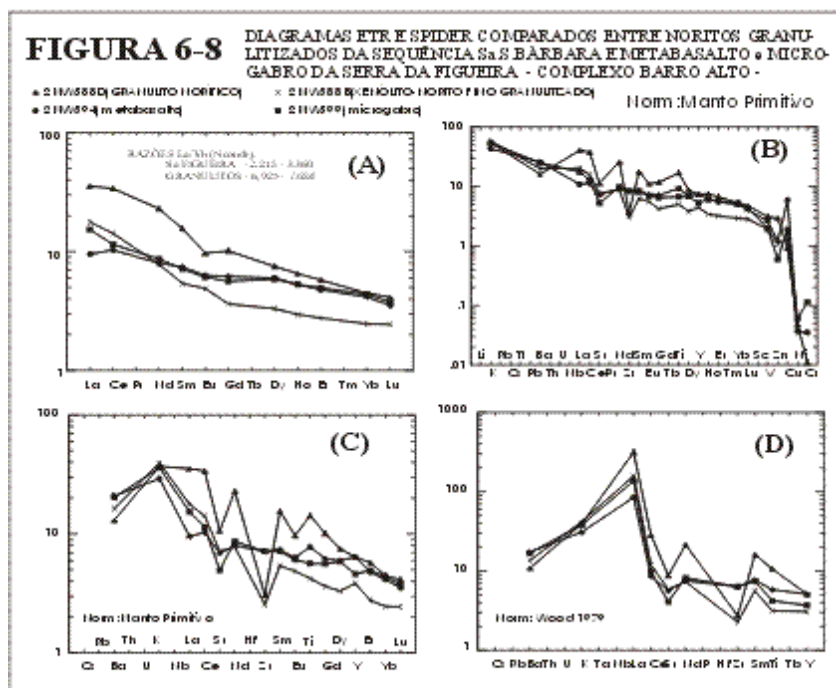
DIAGRAMAS DE ETR E "SPIDERGRAMS" DE AMOSTRAS DA SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA E DA SERRA DA FIGUEIRA - COMPLEXO BARRO ALTO  
FIGURAS: A) e B) - DA FIGUEIRA;  
C) e D) - KUYUMJIAN & DANNI (1991);  
E) e F) - MORAES (1992)



2- na Figura 6-9, confrontando os padrões dos granulitos ácidos da Sequência Serra de Santa Bárbara e dos gnaisses dacíticos da Sequência Juscelândia, percebe-se a grande analogia entre os diagramas de ETR que apresentam padrão em *asa de pássaro*, com forte anomalia negativa de Eu. Destaca-se que o meta granito compõe, junto com um dos gnaisses Juscelândia, um conjunto com variação de ETRL/ETRP de 3 a 6x<sub>N</sub> manto. Já o autólito compõe, junto com os demais gnaisses metavulcânicos, outro grupo muito mais fracionado (10 a 40x<sub>N</sub> manto). O menor fracionamento é do metagranito (3x) e o maior é do seu "autólito" granulitizado (40x). Representam, provavelmente, a combinação da assinatura primordial da fração crustal fundida e hibridizada com a do magma mais evoluído da sequência gabro-norítica, além de modificações ligadas com o ultrametamorfismo como já discutido atrás.

Na figura 6-9B compara-se o padrão de variação de elementos traços com padrões determinados por Harris et al (1986) e Pearce et al (1984) para granitos colisionais e de diversos ambientes. Apesar de alguma semelhança com o padrão de granitos de arco vulcânico e de apresentarem minerais aluminosos (cordierita, sillimanita..), a graficação log(Rb/Zr)xSiO<sub>2</sub> não caracterizou nenhuma das rochas que tiveram esses elementos dosados como sendo derivada de fusão hidratada em processo colisional (granitos grupo II de Harris et al, 1986). No gráfico 6-9D, ressaltando a falta de dosagem de alguns elementos, as rochas mostram que seus teores normalizados a ORG (granito oceânico) são muito parecidos, exceto pequenas diferenças que podem ser vistas na figura. Destacam-se a razão ~10x para os mais incompatíveis e razões próximas de 1 no grupo de Sm a Y. Exceto a razão <1<sub>N</sub> org para o Yb, o resto do variograma coaduna-se com o padrão de granitos intraplaca em litosfera continental estirada determinado por Pearce et al. (1984).

A figura 6-10, já abordada atrás, reúne gráficos de variação dos óxidos maiores *versus* índice de solidificação das tres sequências do Complexo Barro Alto. Procurou-se com estes



gráficos detectar tendências de evolução química do complexo e semelhanças e dissimilaridades entre as 3 sequências. Em uma análise geral, confirmam-se duas populações distintas tanto para a Sequência Serra de Santa Bárbara quanto para a Sequência Juscelândia. Já a Sequência Serra da Malacacheta apresenta uma só população, mas geralmente com grande dispersão, sem demonstrar

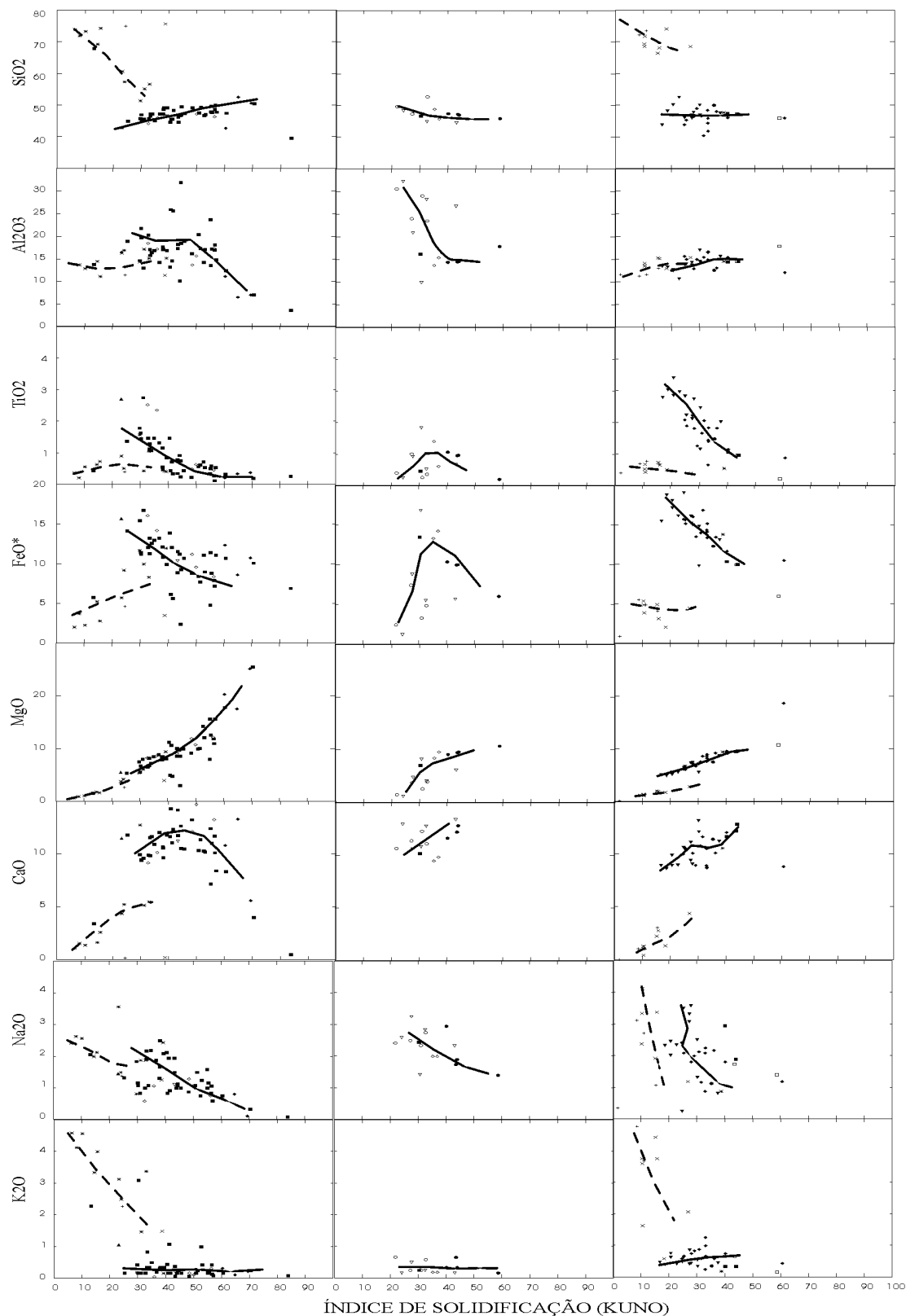
**FIGURA 6-10**

VARIAÇÃO DOS TEORES DOS ÓXIDOS MAIORES COM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE SOLIDIFICAÇÃO DE KUNO (1968) NO COMPLEXO BARRO ALTO

SEQUÊNCIA Sa.STA BÁRBARA  
(SIMBOLOGIA: FIGURA 6-2)

SEQUÊNCIA Sa.MALACACHETA  
(SIMBOLOGIA: FIGURA 6-4)

SEQUÊNCIA JUSCELÂNDIA  
(SIMBOLOGIA: FIGURA 6-5)



correlações químicas significativas nestes gráficos e em outros (SiO<sub>2</sub>, escalas logarítmicas..) não apresentados aqui.

## 6.4.COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU

### 6.4.1. Metagranito Mato de Dentro e leptinitos associados

A derivação de leptinitos a partir de meta-granitóides no Complexo Anápolis-Itauçu (Ver Ítem 2.5.3) foi demonstrada por Winge & Danni (1994c) e aqui é retomada com um pouco mais de detalhamento litogeoquímico, utilizando-se dados do presente trabalho (Anexo 4) e de Silva (1991).

O diagrama normativo QAP (Figura 6-11A) mostra que os leptinitos apresentam uma composição atual predominantemente granodiorítica. A amostra (2MW79) localizada no campo 5 (tonalito) corresponde a leptinito kinzigítico milonitizado e que provavelmente sofreu lixiviação de álcalis, de alcalino-terrosos e de sílica e enriquecimento de Fe e Mg (ver anexo 4) em banda de diferenciação metamórfica/milonítica. A figura B (Diagrama multicatiônico para discriminação tectônica de Batchelor & Bowden, 1985) aponta para granitos sin a pós orogênicos, com somente uma análise (amostra SB348 de Silva, op.cit) no campo dos granitos mantélicos. No diagrama da Figura 6-12A essa amostra também se destaca por apresentar padrão de variação de ETR típico de tonalitos/trondhjemitos arqueanos, com razão ETRL/ETRP muito alta.

Os diagramas 6-11C e D indicam, respectivamente, por um lado a provável natureza ígnea dos protólitos e, por outro, geração palingenética (granitos S, peraluminosos) a qual poderia envolver a incorporação de componentes sedimentares em sua evolução. Naturalmente que a mais alta mobilidade dos elementos maiores, principalmente alcalinos, em condições de alto grau, como as que sofreram estas rochas, atingindo condições de fusão parcial (Cap.5), coloca estes diagramas sob suspeição.

A assinatura geoquímica de ETR do meta-granito (Figura 6-12D) quando comparada com a do leptinito comprova a cogeneticidade já evidenciada (Foto 33) em campo entre essas fácies. O padrão de ETR normalizados a valores condriticos mostra algum fracionamento entre ETRP e ETRL e forte empobrecimento em Eu, tendo-se para o meta-granito:  $Yb_N = 16,7$  ;  $(La/Yb)_N = 4,339$  e  $Eu_N/Eu^* = 0,438$  e para o leptinito:  $Yb_N = 33,852$ ;  $(La/Yb)_N = 2,435$  e  $Eu_N/Eu^* = 0,254$ . A pequena diferença entre as duas rochas com relação aos ETRP (duas vezes) pode ter causas primordiais de diferenças composicionais originais ou relacionadas com as diferenciações metamórficas como a sugerida na figura (retenção de ETRP em fase paleossomática com minerais concentradores de ETRP como a granada).

Na figura 6-12A, é demonstrado que os leptinitos apresentam este mesmo padrão do metagranito (*asa de pássaro*), com exceção da amostra já citada de Silva (op.cit). Conforme já discutido por aquele autor para os leptinitos encaixantes do complexo gabro-anortositico Santa Bárbara ao sul, ocorrem dois padrões distintos de ETR. Um deles é análogo ao determinado no presente estudo e o outro corresponde ao padrão de TTG's arqueanos definido em Martin(1987). Este padrão deriva (Martin,1993) provavelmente da fusão parcial de crosta oceânica quente (gradiente geotérmico elevado do Arqueano, crosta oceânica jovem, *ridge, transform..*) em subducção que não chegou a sofrer desidratação acentuada, ficando com um resíduo anfibólico empobrecendo o teor de ETRP nos fluidos ascendentes associados à fusão que gerou o granito (leptinito hoje). Na Figura 6-12B, com valores normalizados para a composição de granito de *ridge*, este mesmo leptinito apresenta pico positivo em Ba, valores perto de 1<sub>N</sub> para Nb, Ce e Zr e muito baixos para Yb; já os demais leptinitos

## FIGURA 6-11

### LEPTINITOS DO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU

#### SÍMBOLOS DOS LEPTINITOS:

LEPTINITOS ASSOCIADOS AO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DO BRANDÃO, TAQUARAL  
 -METAGRANITO DE MATO DE DENTRO (2MW620) E  
 -LEPTINITO (2MW622A) ASSOCIADO AO META-GRANITO



-LEPTINITO KINZIGÍTICO (2MW79) - JUNTO DA INTRUSÃO DE HEITORAÍ



-LEPTINITOS CONTIDOS E ENCAIXANTES NA INTRUSÃO MÁFICO-ULTRAMÁFICA ÁGUA CLARA

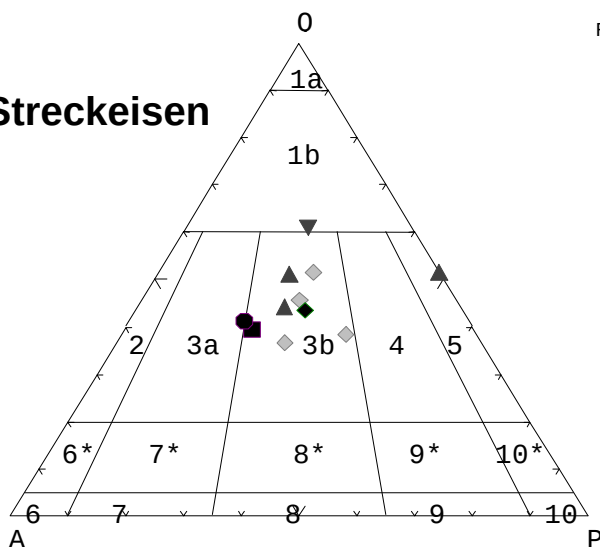


-LEPTINITOS ASSOCIADOS AO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE ARAÇU E ENCAIXANTES DO COMPLEXO GABRO-ANOR TOSÍTICO DE SANTA BÁRBARA (ANÁLISES DE SILVA,1991)

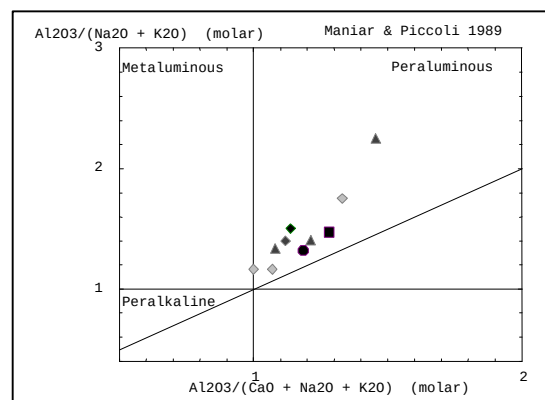
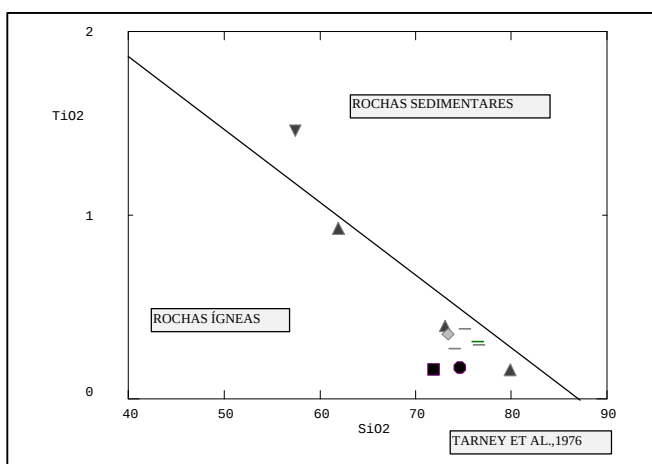
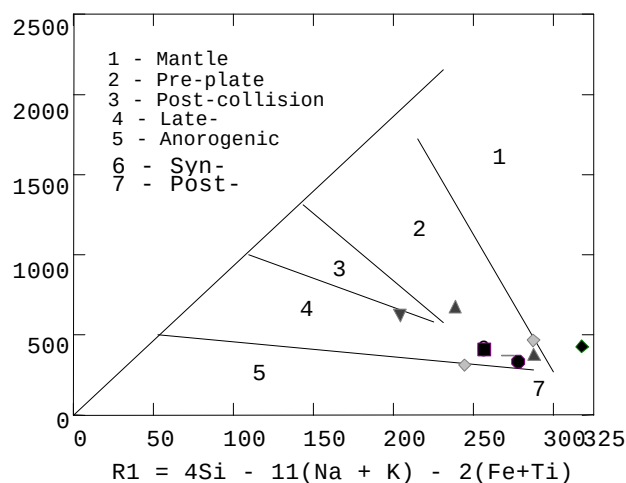


- IDEM (COM ASSINATURA TR DE GRANITOÍDE ARQUEANO)

#### Streckeisen

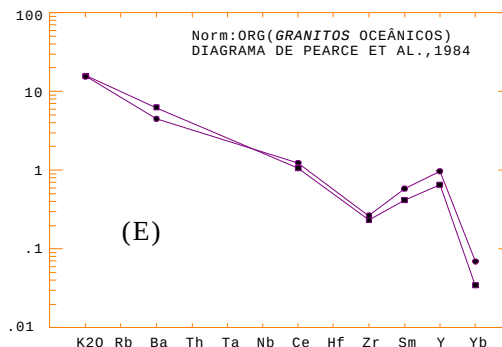
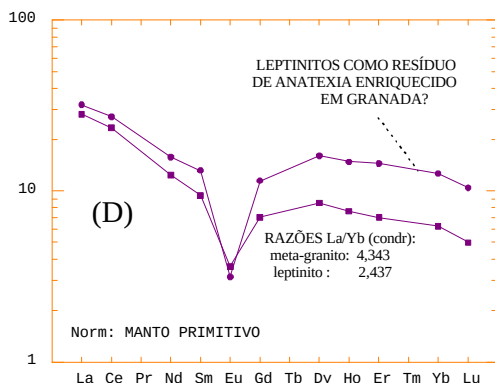
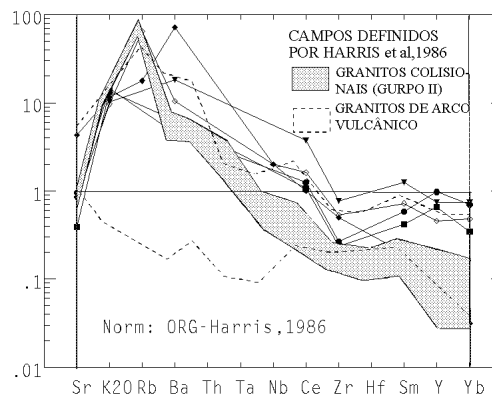
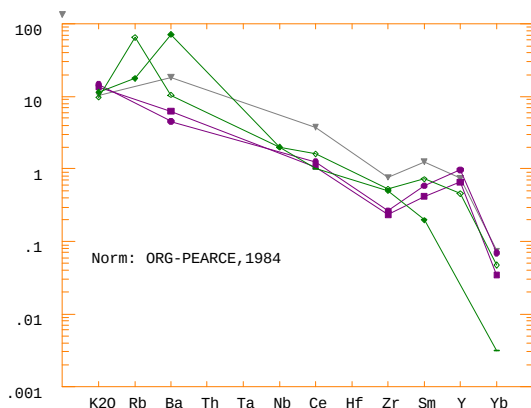
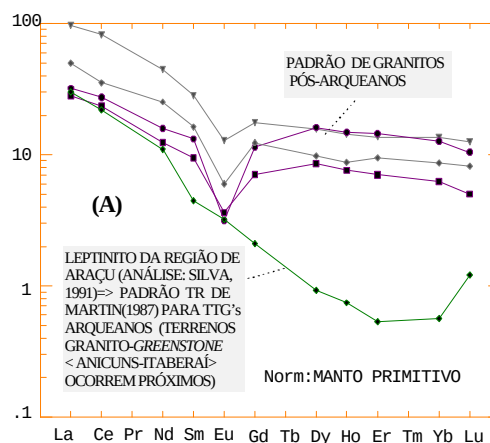


$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al \quad \text{Batchelor \& Bowden, 1985}$$



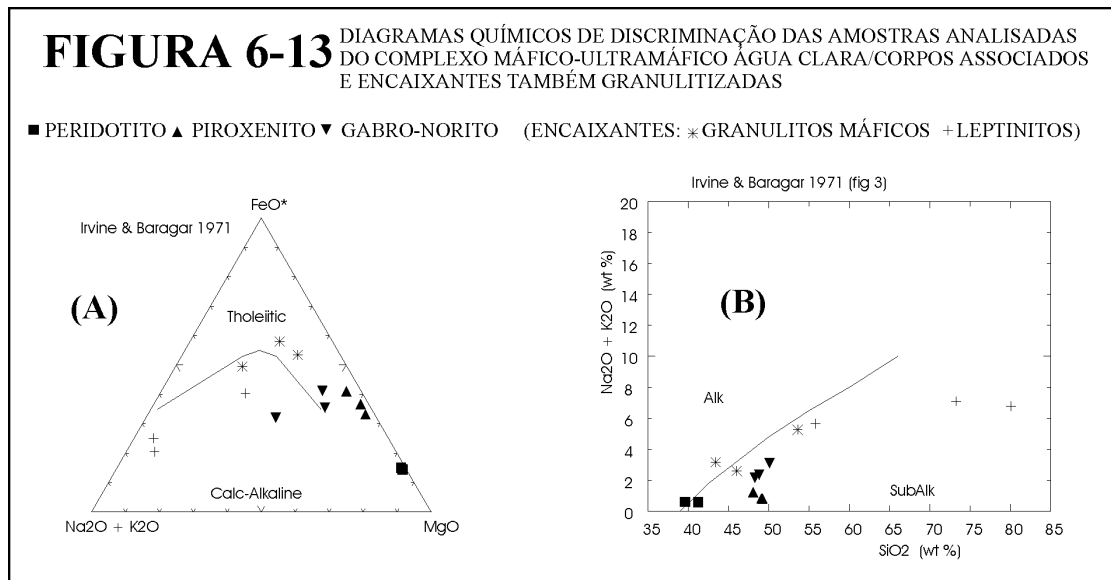
apresentam um padrão semelhante, mas, com anomalia de Ba menor, Zr mais negativo e Yb não tão empobrecido. Assemelham-se ao padrão das rochas do Complexo Barro Alto do diagrama da Figura 6-9D, isto é, de granitos intraplaca com litosfera estirada. Graficando as análises pelo diagrama de Harris et al (1986), o intervalo de padrões que melhor acolhe estas rochas (com restrições que podem ser vistas na figura 6-12C) é o de granitos de arco vulcânico. Duas amostras de leptinito de Silva 1991) graficadas em log (Rb/Zr) x SiO<sub>2</sub> caem no campo discriminado por Harris et al (op.cit) para granitos colisionais do Grupo II.

**FIGURA 6-12**  
**DIAGRAMAS ETR E SPIDERGRAMS**  
**EM LEPTINITOS DO COMPLEXO**  
**ANÁPOLIS-ITAUÇU (A,B,C) E,**  
**EM DESTAQUE (D,E), DE META-**  
**GRANITO E LEPTINITO**  
**ASSOCIADO DE MATO DE**  
**DENTRO (PRÓXIMOS À INTRUSÃO**  
**MÁFICO-ULTRAMÁFICA DA**  
**SERRA DO BRANDÃO, TAQUARAL**  
**DE GOIÁS -COMPLEXO**  
**ANÁPOLIS-ITAUÇU)**  
 (Simbologia = Figura 6-11)

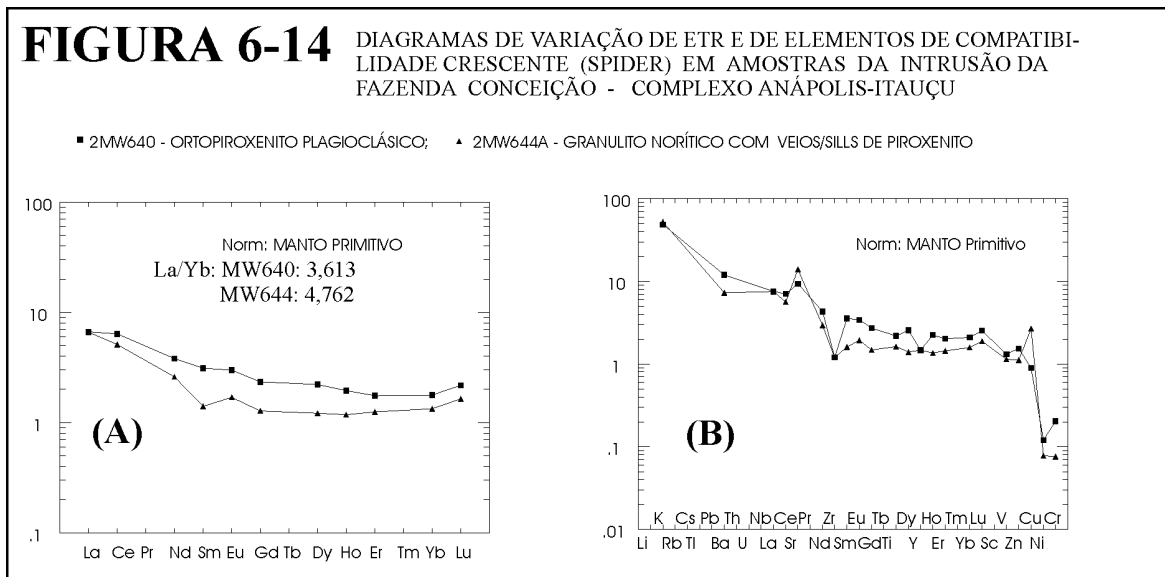


#### 6.4.2. Intrusão de Água Clara, Fazenda Conceição e corpos associados

Nilson (1992) determinou em diagrama AFM dois conjuntos de rochas neste complexo máfico-ultramáfico granulitizado de Água Clara, definindo um *trend* tholeítico e um *gap* na composição dos pares opx-cpx e relacionado, provavelmente, a dois pulsos magmáticos: o primeiro, mais picrítico, responsável pelas fácies peridotíticas basais, e o segundo, tholeito normal, que fracionou os piroxenito-noritos. O alto teor em Al na molécula de piroxênios indicaria pressões confinantes elevadas no sítio de alojamento do magma.



As amostras analisadas e graficadas nas figuras 6-13 a 6-15 são dos corpos máfico-ultramáficos de Água Clara, Fazenda Conceição e de corpos satélites a SE. Foram incluídas amostras de encaixantes para verificação de possível correlação química na hipótese de representarem diques e sills do mesmo magmatismo. Deve ser lembrado que a quantidade de análises é insuficiente para um aprofundamento do estudo da evolução química do complexo.



Os gráficos da Figura 6-13 mostram a tendência tholeítica subalcalina apontada por Nilson (op.cit.), destacando-se que a amostra de norito que cai fora do *trend* (2MW225), no campo cálcio-alcalino, apresenta ~50% de andesina modal, podendo representar quimismo



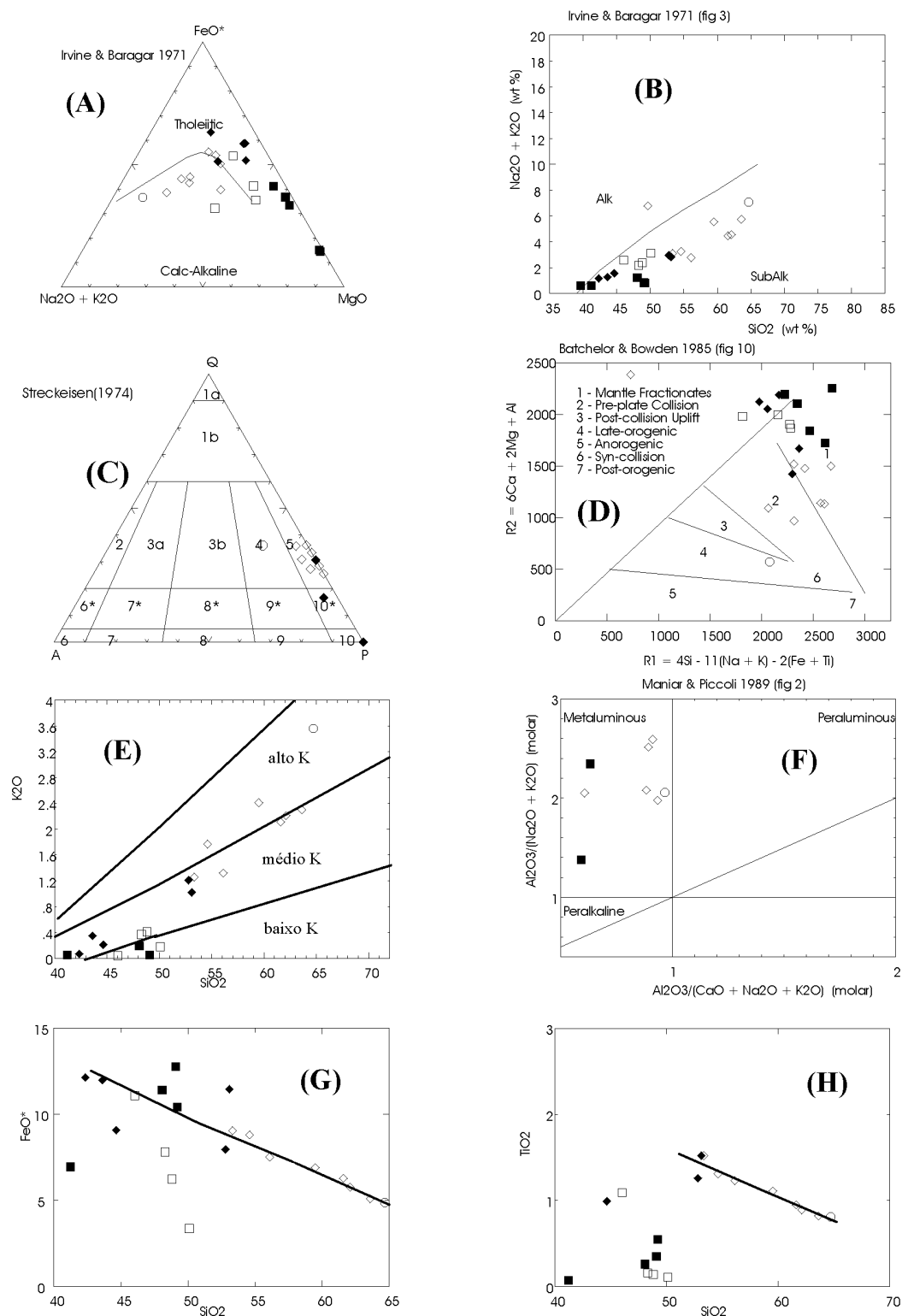
modificado devido ao alto grau de metamorfismo. Algumas das amostras de granulitos máficos encaixantes seguem o *trend* tholeítico e poderiam representar apófises, diques, *sills*, etc.. do magmatismo que fracionou esses complexos o que, entretanto, exige mais estudos de ETR e outros para uma comprovação.

A Figura 6-14 apresenta os diagramas de ETR e *spider* para duas amostras do corpo máfico-ultramáfico da Fazenda da Conceição, a oeste do de Água Clara. Percebe-se a semelhança com padrões de noritos e piroxenitos do Complexo Barro Alto (Figura 6-3), concluindo-se que a área fonte do magma parental provavelmente foi um manto fértil, o que favorece a correlação geológica entre esses complexos plutônicos granulitizados com os grandes complexos ao norte da Megainflexão dos Pireneus.

Na Figura 6-15 são confrontadas as características químicas destas rochas dos corpos máfico-ultramáficos granulitizados com as de rochas da Supersuíte Americano do Brasil e com o quartzo-diorito Camaquã do Domínio Gnáissico-anfibolítico do Complexo Anápolis-Itauçu. Percebe-se que derivaram todas de magmas sub-alcálicos (Fig.6-15B) com natureza (Fig. 6-15A) tholeítica (suíte gabro-diorítica) a cálcio-alcálica (suíte tonalito-granítica). A composição tonalítica é predominante (Fig.6-15C) nas amostras analisadas do batólito da Serra do Cuscuzeiro e o diagrama de discriminação multicatiônica de granitóides da Fig.6-15D, baseado em Batchelor & Bowden (1985), mostra que correspondem geoquimicamente a fácies pré-colisionais (estão sediados em terrenos granito-greenstone de crosta, provavelmente, mais espessa), enquanto que o quartzo-diorito Camaquã, em pleno Domínio Gnáissico-anfibolítico, com prováveis xenólitos de rochas já granulitizadas, tem características químicas de fácies orogênica a tardi-orogênica. Os gráficos das figuras 6-15E e 6-15F mostram tratar-se de uma suíte meta-aluminosa de médio a alto K e as figuras 6-15G e 6-15H indicam o *trend* de decréscimo em Fe e Ti para os termos mais evoluídos, enquanto que os piroxenitos e gabro-noritos granulitizados (Intrusão Água Clara e associadas) não mostram *trend* nas duas últimas figuras, provavelmente devido a amostragem reduzida, mas, mesmo assim, é evidenciada uma diferença significativa com relação ao comportamento evolutivo da Supersuíte Americano do Brasil ao se confrontar os teores de TiO<sub>2</sub> e de FeO\* dado um mesmo grau de saturação. Esta diferença entre os dados dos dois conjuntos reforça a conclusão de que não compõem uma suíte cogenética.

# **FIGURA 6-15** QUIMISMO DE ROCHAS DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO ÁGUA CLARA E CORPOS ASSOCIADOS - SUPERSUITE AMERICANO DO BRASIL E INTRUSÃO DIORÍTICA-GRANODIORÍTICA CAMAQUÁ

COMPLEXO ÁGUA CLARA: ■ PIROXENITOS □ GABRO-NORITOS; ○ INTRUSÃO DIORITO-GRANODIORÍTICA CAMAQUÁ  
SUPERSUITE AMERICANO DO BRASIL: ◆ INTRUSÃO GABRO-DIORÍTICA SA GONGOMÉ; ◇ BATOLITO DIORITO/GRANÍTICO SA CUSCUZEIRO



## 7. SINOPSE E APRECIACÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS

### 7.1. INTRODUÇÃO

O estudo geocronológico realizado na presente pesquisa foi, por várias circunstâncias, limitado a poucas datações Rb-Sr de amostras coletadas na área de detalhamento.

Recentemente tem sido realizadas várias análises geocronológicas em rochas e minerais de interesse direto ou indireto para o estudo evolutivo dos complexos granulíticos da região Centro-Oeste. Os resultados nem sempre tem sido coerentes de um autor para outro e, em certos casos, de difícil inserção no quadro tectono-estratigráfico determinado por observações geológicas de campo.

Impõem-se, assim, abordar a questão de forma específica, visando a análise destas contradições e uma proposta de ordenamento lógico da sucessão dos eventos geológicos que interessam à evolução dos terrenos granulíticos aqui enfocados. Para tanto, faz-se a seguir um retrospecto sinóptico de estudos já realizados, seguido de uma avaliação destes e de outros dados apresentados (Cap.2).

### 7.2. SÍNTESE DA INFORMAÇÃO GEOCRONOLÓGICA

Dentre os primeiros estudos de geocronologia do Centro-Oeste, destaca-se o de Hasui & Almeida (1970) que apresenta as datações K/Ar de minerais de várias unidades geológicas, dentre as quais os *maciços básico-ultrabásicos*. Dado o seu caráter pioneiro, esse trabalho influenciou durante muito tempo os estudos geológicos regionais.

Entre outras determinações obtidas por esses autores destacam-se:

- 1) idades arqueanas para rochas dos complexos máfico-ultramáficos, como a do anfibolito que ocorre 31 km a N de Rialma, no Complexo Barro Alto com  $2.897 \pm 145$  Ma;
- 2) idades do Mesoproterozóico, como a de rochas da pedreira do Mendanha no Complexo Anápolis-Itaçu com  $1.303 \pm 91$  Ma e, principalmente,
- 3) várias idades do Neoproterozóico indicativas de extensiva recristalização mineralógica no Ciclo Brasileiro.

Souza (1973) realizou estudos geocronológicos do Complexo Barro Alto, usando o método Rb-Sr, porém com grande dispersão de resultados (apud Fuck et al, 1989).

Matsui et al. (1976) realizaram datações (K/Ar) em minerais e rochas do Complexo Cana Brava, definindo as seguintes concentrações de idades: 500 Ma, 900 Ma, 2.000 Ma e valores mais elevados coincidentes, aproximadamente, com os ciclos Brasileiro, Uruaçuano, Transamazônico e Jequié. A idade para a rochas do maciço foi determinada em  $1.925 \pm 110$  Ma.

Girardi et al. (1978) determinaram idades Rb-Sr em várias rochas do Complexo Cana Brava e que podem ser assim sintetizadas:

- 1) metamorfismo granulítico com  $> 2,7$  Ba.;
- 2) metamorfismo anfibolítico em torno de 1,15 Ba.;
- 3) idade da milonitização na borda E com  $644 \pm 27$  Ma.

Tassinari et al. (1981) apresentam um panorama geocronológico do Centro-Oeste que integra os seus dados com os de vários autores e é complementado por um mapa esquemático das províncias geocronológicas da região. Nesse trabalho os autores indicam a idade arqueana da colocação dos complexos máfico-ultramáficos com eventos de homogeneização isotópica nas seguintes idades: 3.900, 2.500, 1.900, 1.000 e 600 Ma. e as seguintes faixas de idades retratando ciclos maiores no *Complexo Goiano*: 3.100-2.900 Ma; 1200-950 Ma; 750-450 Ma. No quadro geotectônico regional reconhecem:

- 1) núcleos arqueanos a leste do Lineamento Transbrasiliiano, polifasicamente retrabalhados e com zonas transamazônicas, uruaçuanas e brasileiras, representados por: a) complexos máfico-ultramáficos granulíticos; b) terrenos de granito-gnaisses nas regiões de Itapirapuã-Caiçara

(2.651±27Ma) a sul e norte do *greenstone belt* de Goiás; c) granitos e ortognaisses de Rubiataba-Nova América (2.850± Ma) a W do Complexo Barro Alto ;d) granito de Crixás (2.929±105 Ma); e) embasamento granito-gnáissico a N de Colinas (~3.200 Ma);

2) terrenos transamazônicos, como os dos granito-gnaisses do Vale do Paraná (±2.100Ma);

3) domínios da faixa uruaçuana, com várias idades de metamorfismo entre 1.200 e 900 Ma;

4) domínios da faixa brasileira, com idades de minerais indicando intensa atividade tectônica nos metassedimentos de cobertura, mas também em províncias granito-gnáissicas meso a catazonais:

a) ao norte, região de Porangatu (589±61Ma) e RI indicando fonte mantélica; b) ao S e SW, região de Santa Fé (467±10Ma), Brejinho de Nazaré (700Ma) e, ao norte, na região de Porto Nacional; c) milonitização de gnaisses e granitos da borda dos complexos (644 Ma e alta RI).

Fuck et al.(1988,1989) realizaram estudos de geocronologia do Complexo Barro Alto, usando o método Rb-Sr e apresentando evidências de metamorfismo de alto grau relacionado a uma colisão continental que teria ocorrido há 1.300 Ma. Nesse trabalho os autores apresentam uma sinopse de todos os resultados anteriores de geocronologia relacionados ao complexo, incluindo dados inéditos de amostras da pedreira ao norte de Rialma que foram analisadas (Rb-Sr) por J.M.Reis e U.G.Cordani. Estes dados permitiram determinar uma isócrona definindo a idade de  $727 \pm 15$  Ma e  $RI = 0,71790 \pm 0,000007$  para um ajuste  $MSWD = 5,23$ . Dentre as análises isotópicas realizadas por Fuck et al (op.cit), foram obtidas duas isócronas com bom ajuste:

1) em 9 análises de granulitos principalmente félsicos da Serra da Gameleira, descartadas 2 interpretadas como sistemas isotópicos separados, os autores determinaram uma isócrona que define uma idade de  $1.266 \pm 17$  Ma com  $RI = 0,73473 \pm 0,00051$  e  $MSWD = 0,525$ , destacando-se este ótimo ajuste da reta de regressão;

2) a partir de 8 análises, principalmente de gnaisses da Sequência Juscelândia coletadas 2 km ao N de Jardim Paulista, descartadas 2 interpretadas como sistemas isotópicos distintos, foi determinada uma isócrona que define uma idade de  $1.330 \pm 67$  Ma, com  $RI = 0,70819 \pm 0,00274$  e  $MSWD = 2,127$ .

Estas idades representariam o fechamento do sistema isotópico Rb-Sr em rocha total durante o evento de metamorfismo de alto grau. Já as altas razões iniciais de  $^{86}Sr/^{87}Sr$ , principalmente dos granulitos, indicariam idades bem mais antigas para os protólitos. Construindo retas de evolução isotópica a partir dos dados dos dois conjuntos de análises com isócronas mais ajustadas, extrapoladas até as razões  $^{86}Sr/^{87}Sr$  de um manto empobrecido, Fuck et al (op.cit) determinaram as idades mínimas prováveis dos protólitos como sendo de 1.770 Ma para os granulitos e de 1490 Ma para os gnaisses metavulcânicos.

Fugi (1989) datou pelo método Sm-Nd rochas do Complexo Cana Brava, obtendo a idade de  $1.970 \pm 69$  Ma ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51015 \pm 0,000073$  -  $\sum Nd(CHUR) = -1,47$ ) para a intrusão máfico-ultramáfica granulitizada da Serra de Cana Brava. O gabro coronito do Morro da Bota foi datado pelo mesmo método com análises de tres amostras em linha reta definindo uma isócrona de  $1.088 \pm 18$  Ma ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,510986 \pm 0,000017$  -  $\sum Nd(CHUR) = -4,83$ ).

Ferreira Filho & Naldrett(1993) indicam que a idade da Sequência Indaianópolis é mais antiga do que a do Complexo Niquelândia. Ela provavelmente é mais antiga do que 1,8 Ba. (C.Ferreira Filho, com.pessoal).

Ferreira & Naldrett (op.cit ) reportam datações pelos métodos U-Pb e Pb/Pb em zircão de várias rochas do Complexo Niquelândia:

1) quartzo-diorito granulitizado João Caetano com idades de  $1565 \pm 18$  Ma definida pelo intercepto superior e de  $795 \pm 4$  Ma pelo intercepto inferior;

2) meta-anortosito da Sequência Serra dos Borges com idades de  $1.583 \pm 25$  Ma (intercepto superior) e  $777 \pm 10$  Ma (intercepto inferior);

3) blastomilonito ( fácies granulito): um cristal de zircão indicando idade Pb/Pb de  $786 \pm 5$  Ma;

4) blastomilonito ( fácies anfibolito): um cristal de zircão indicando idade Pb/Pb de  $777 \pm 3$  Ma.

Concluem Ferreira Filho & Naldrett (op.cit) com a interpretação de que a intrusão do complexo máfico-ultramáfico ocorreu entre 1560 e 1600 Ma e seu metamorfismo de alto grau entre 770 e 795 Ma no Ciclo Brasileiro e provavelmente relacionado com colisão continental.

Correia (1994) obteve isócrona Rb-Sr em torno de 1,3 Ba. para os anfibolitos da borda leste do Complexo Cana Brava. Caracterizou fácies de brecha plutônica nos granulitos a oeste nos quais identificou xenólitos anfibolíticos que seriam da Sequência de Palmeirópolis. Assim, esta sequência seria mais velha do que os granulitos para os quais ele assumiu a idade de 2,0 Ba. obtida por Fugé (op.cit.).

Suita et al. (1994) dataram (método U-Pb em zircão) rochas do Complexo Barro Alto:

1) fácies quartzo-diorítica intrusiva da Sequência Serra de Santa Bárbara com 1,72 a 1,73 Ba. interpretada como a idade de intrusão. O intercepto inferior determina uma idade de cerca de 790 Ma que foi sugerida como a idade de metamorfismo sintectônico de alto grau;

2) gabro pegmatóide da Sequência Serra da Malacacheta com idade de 1,29 a 1,35 Ba. definida pelo intercepto superior e de 770 a 820 Ma definida pelo intercepto inferior. A primeira é interpretada como representando uma possível fase de magmatismo ligado à tectônica extensional uruaçuana ou de magmatismo localizado e a segunda referente ao metamorfismo de alto grau.

Assim, estas idades foram interpretadas por esses autores como as de magmatismo máfico na base de crosta continental durante fases extensionais há cerca de 1,7 Ba. e de metamorfismo de alto grau relacionado com a colisão continental entre os cratons Amazônico e São Francisco durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano entre 0,77 e 0,82 Ba. em um quadro idêntico ao já proposto por Ferreira Filho & Naldrett (1993).

Ferreira Filho et al (1994a) expõem de forma mais ampla e profunda os dados e resultados do trabalho já antecipado parcialmente por Ferreira Filho & Naldrett (op.cit), mantendo as mesmas conclusões.

### 7.3. ANÁLISES Rb-Sr

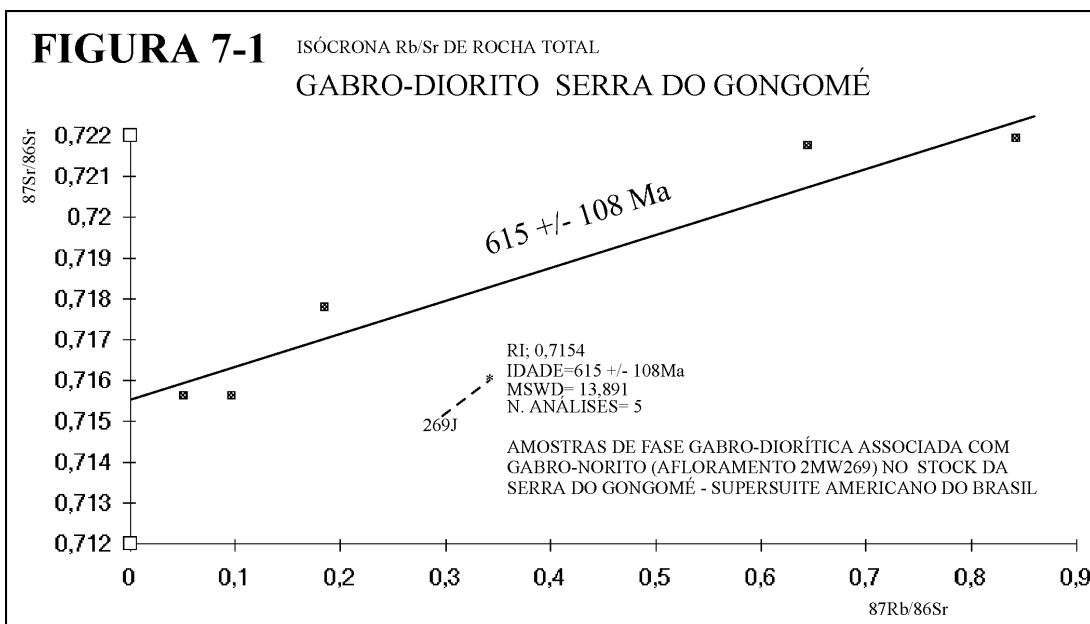
Várias amostras foram coletadas na área de detalhamento para a análise geocronológica pelo método Rb-Sr: metagranitos associados com a mineralização esmeraldífera, fácies de granulitos ácidos enderbíticos homogêneos, aparentando compor um sistema isotópico; metagabros da intrusão granulitizada de Água Clara, hornblenda e biotita gnaisses (fácies anfibolito) associados com o Complexo Anápolis-Itauçu..

Das amostras coletadas para datação Rb-Sr em rocha total somente foram analisadas isotopicamente as de dois afloramentos, sendo que, às dos demais afloramentos foram descartadas devido às pequenas variações das razões Rb-Sr. As amostras analisadas apresentam metamorfismo limitado como uralitização e saussuritização, correspondendo a fácies preservadas das zonas centrais das intrusões:

1) fácies gabrodiorito associado com gabronorito (ponto 2MW269) do *stock* da Serra do Gongomé. A seguir são listados os dados analíticos e o resultado da datação é apresentado na Figura 7-1:

| Amost | Rb | Sr  | $^{87}\text{Rb}/^{86}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}$ |
|-------|----|-----|------------------------|------------------------|
| 269D2 | 46 | 207 | 0.644                  | 0.72178                |
| 269D4 | 64 | 220 | 0.843                  | 0.72194                |
| 269D  | 17 | 264 | 0.186                  | 0.71782                |
| 269H  | 8  | 240 | 0.097                  | 0.71563                |
| 269I  | 5  | 282 | 0.051                  | 0.71564                |
| 269I* | 28 | 246 | 0.33                   | 0.71595                |

\* -amostra descartada por estar muito fora da reta isocrônica, indicando provável erro analítico



A fácies diorítica analisada é muito bem preservada mas apresenta localmente hornblenda e biotita neoformadas (Fotomicrografia 44) o que pode ter influenciado a presente datação com a re-homogeneização parcial do sistema isotópico quando do metamorfismo que afetou regionalmente estas rochas. Esta fácies diorítica apresenta autólitos (ponto 2MW329), que indicam intrusão múltipla (Cap.3) e, assim, a idade obtida deve representar uma fase plutônica mais jovem e com razões iniciais mais elevadas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,7154), devido a maior envolvimento crustal, do que a dos primeiros afluxos magmáticos. A pequena variação dos teores de Sr e Rb nas amostras analisadas e os fatores arrolados influenciaram na imprecisão da datação de  $615 \pm 108$  Ma com  $\text{MSWD}=13,981$ .

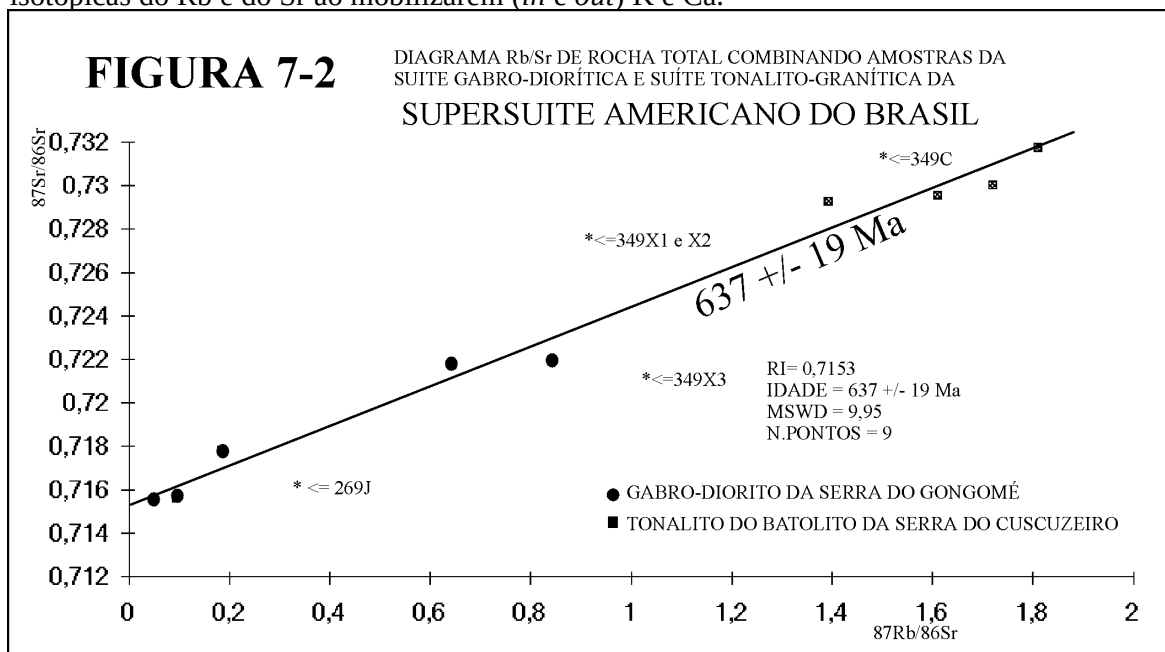
2) fácies tonalítica (ponto 2MW349) do Batolito Serra do Cuscuzeiro a sudeste de Americano do Brasil. Conforme tratado no Cap.3 estas rochas certamente representam produto de magmatismo híbrido mais jovem do que as fácies gabróicas e dioríticas, pois contêm xenólitos das mesmas. O processamento dos dados (tabela abaixo) apresentou resultados de idade altamente improváveis ( $297 \pm 56$  Ma,  $\text{RI}=0,7235 \pm 0,0011$  com  $\text{MSWD}=6,0$ )

| Amost | Rb | Sr | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|-------|----|----|---------------------------------|---------------------------------|
| 349B  | 10 | 16 | 1.81                            | 0.73177                         |
| 349P  | 11 | 20 | 1.612                           | 0.72953                         |
| 349K  | 98 | 20 | 1.393                           | 0.72923                         |
| 243L  | 12 | 21 | 1.721                           | 0.73005                         |
| 349X1 | 60 | 20 | 0.84                            | 0.72701                         |
| 349X2 | 58 | 19 | 0.849                           | 0.72716                         |
| 349X3 | 82 | 21 | 1.115                           | 0.72259                         |
| 349C* | 95 | 18 | 1.481                           | 0.73046                         |

\* = amostras descartadas: 349X1 a X3 são de xenólitos híbridos e 349C, muito fora da reta isocrônica, indica provável erro analítico.

Assumindo o relacionamento genético entre as fácies básicas e ácidas, visto que os xenólitos representam mistura dos dois magmas, conforme verificado em campo e petrograficamente, foram reunidos os resultados analíticos dos dois grupos de amostras (fácies gabro-dioríticas e tonalito-granodioríticas) em um diagrama isocrônico (Figura 7-2). Pode-se ver que a reta isocrônica, determinando uma idade de  $637 \pm 19$  Ma, tem um melhor ajuste do que quando definida para cada um dos grupos isoladamente. A alta razão inicial (0,7153) indica participação ou envolvimento crustal seja como fluido (são rochas calcialcalinas) seja como

material palinogenético. Apesar das rochas analisadas serem bastante preservadas, deve ser destacado que biotitização, uralitização e metassomatismo K podem ter alterado as relações isotópicas do Rb e do Sr ao mobilizarem (*in e out*) K e Ca.



Este resultado, apesar das restrições (RI elevada, ajuste não muito preciso, possível mobilização de elementos..), coloca em questão as idades que tem sido atribuídas aos complexos máficos Americano do Brasil, Mangabal,..(p.ex. Marini et al,1984b). Fica prejudicada, simultaneamente, a interpretação de representarem fácies plutônicas sin a tardi-tectônicas da região liminar e das raízes do sistema de arco de ilhas da Sequência Mossamedes datada como transamazônica (Fuck & Pimentel, 1990).

Caso o complexo gabro-anortosítico Santa Bárbara seja correlato da Supersuite Americano do Brasil, juntamente com os gabros, dioritos, granitos metamorfizados na fácies anfibolito do Complexo Anápolis-Itaçu, conforme aventado no Cap.3, fica determinada uma diferença cronogeológica com os complexos granulíticos do norte que estão associados com maciços anortosíticos de idade paleo a mesoproterozóica segundo as datações de Ferreira Filho et al (1994a) e Suita et al(1994).

#### 7.4. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

A indicação de idades arqueanas para os complexos granulíticos em vários trabalhos pioneiros induziu a formulação de propostas diversas sobre a origem e a evolução dos terrenos de alto grau do Centro-Oeste com os complexos máfico-ultramáficos visualizados como prováveis fragmentos de crosta primordial da região.

Os dados de Fugl (1989) e de Correia (1994) levaram este último a propor que o Complexo Cana Brava represente uma intrusão profunda ( $\pm 7 \text{ kbar}$ ), diferenciada, de idade transamazônica e intrusiva na Sequência vulcano-sedimentar Palmeirópolis. Segundo esse autor a idade de cerca 1.350Ma dos anfibolitos da borda leste corresponde a evento uruaquano de colisão continental coerentemente com os dados e proposta de Fuck et al.(1988,1989) para o Complexo Barro Alto. A datação da intrusiva gabro-coronítica do Morro da Bota sem deformações indicaria que este evento já teria findado há 1,1Ba.

Esta proposta, assim como a original de Fuck et al. (op.cit.), contraria propostas atuais de evolução do Craton do São Francisco e das faixas associadas que não aceitam a existência de uma tectônica compressional significativa do Ciclo Uruaçuano. Este ciclo seria estritamente extensional com formação de *riffs* e magmatismo, principalmente cratogênico, associado.

Nesta linha seguem as propostas de Ferreira Filho et al.(1994a) e de Suita et al. (1994) que definem a cronologia dos principais eventos relacionados com a evolução dos complexos máfico-ultramáficos granulitizados:

- 1) intrusão de magma basáltico em níveis subcrustais de crosta continental no Paleozoico a Mesoproterozóico (1560-1600Ma no Complexo Niquelândia e 1.720-1.730 Ma no Complexo Barro Alto);
- 2) fase magmática localizada (?) no Complexo Barro Alto a 1.290-1.350 Ma;
- 3) metamorfismo de alto grau relacionado com processo de colisão continental a 770-820 Ma.

Ferreira et al (1994a) destacam que os zircões primários utilizados para a datação foram largamente recristalizados, de sorte a se ter mais de 50 % de cristais discordantes para a definição do intercepto superior o que reduz significativamente a precisão da datação referente à solidificação do magma do Complexo Niquelândia. A partir desta constatação, aventa-se a possibilidade de os tres conjuntos: gabro-noritos, gabro-anortositos e sequência vulcano-sedimentar tenham idade semelhante ou próxima, envolvendo uma evolução tectônica relacionada, já que na Serra da Figueira, Complexo Barro Alto, coronitos e microgabros, tidos como da sequência gabro-anortosítica, são correlacionados com os metabasaltos da Sequência Juscelândia (Winge & Danni,1994a).

As fácies granulitizadas que foram datadas tanto por Ferreira Filho et al (1994a) quanto por Suita et al (1994) são quartzo-dioríticas, isto é, correspondem à série evoluída por contaminação crustal (ver Cap.6) e que é mais jovem do que a sequência máfico-ultramáfica pois a corta, contendo xenólitos da mesma. A existência de uma transição desde fácies mais básicas até ácidas para esta série híbrida e intrusiva bem como os estudos de geoquímica indicam que a sua evolução está ligada com a fase magmatogênica e não com a granulitização e o ultrametamorfismo associado o que levaria a outra interpretação cronogeológica de todo o conjunto, já que as idades obtidas são desta fase intrusiva.

As datações dos granitos das Sub-Províncias Paranã e Tocantins indicaram eventos de ~1,78 (fase do *rift* Araí) e de ~ 1,6 Ba. (fase recorrente de granitogênese estanífera, ver Cap.2) que estão dentro dos intervalos das idades do magmatismo dos complexos, o que leva a correlacionar esta granitogênese com o *rifteamento* paleoproterozóico e com o afluxo de magma dos complexos em níveis subcrustais, conforme proposto por Nilson et al. (1994).

Na datação de Fugé (1989) são descartadas 3 análises Sm-Nd de rochas do Complexo Cana Brava: a CB47 porque se trata de um anfíbolito da Sequência Palmeirópolis e as outras duas (32b e 39) porque caem muito fora da reta isocrônica na qual estão bem ajustadas as quatro análises restantes. A justificativa para o descarte é de que, apesar de cogenéticas, as amostras excluídas provavelmente foram envolvidas em processos de contaminação do magma por rochas crustais ácidas e em complexos processos de evolução da câmara magmática, que poderiam ter redundado em heterogeneidades isotópicas. Supondo que as duas amostras descartadas foram as com contaminação (estão fora da reta isocrônica), verifica-se que elas apresentam razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  mais elevadas do que as outras não descartadas quando, na realidade, ao ocorrer contaminação com rochas crustais, deveria haver diminuição e não aumento na razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Além disso, as 4 análises selecionadas apresentam pequena variação nas razões isotópicas, definindo um pequeno intervalo de ajuste na reta isocrônica.

Assim, visando a reinterpretação dos dados, foram reincorporadas ao sistema as duas amostras descartadas, obtendo-se uma isócrona Sm-Nd de  $1.308 \pm 330$  Ma com  $\Sigma\text{Nd}=-5,5$ . Ao se incorporar as análises do gabro coronítico do Morro da Bota, a idade isocrônica passa para  $1.199 \pm 240$  Ma com  $\Sigma\text{Nd}=-5,3$ . O intervalo  $1.308 \pm 330$  Ma inclui a idade proposta por Ferreira Filho et al (op.cit) para a solidificação do Complexo Niquelândia. No sentido contrário, tem-se idades mais antigas definidas por Suita et al (op.cit) e o comprometimento da precisão da idade calculada de *emplacement* por Ferreira et al (op.cit), face à alta percentagem de cristais de zircão com valores discordantes. Assim, esta idade poderia ser aproximadamente a mesma do



*rifteamento* Araí, entre 1,7 e 1,8 Ba., que se desenvolveu muito próximo da sutura crustal onde estão inseridos os complexos máfico-ultramáficos granulitizados.

Winge & Danni (1994a,b) mostram que os gabros, coronitos, diabásio e anfibolitos da Serra da Figueira, correlatos da Sequência Gabro-anortosítica Serra da Malacacheta do Complexo Barro Alto, correspondem à camada 2 a 3 da crosta oceânica, abaixo da sequência vulcano-sedimentar Juscelândia, não sendo cogenéticos nem fazendo parte do conjunto gabro-norítico granulitizado que ocorre estruturalmente abaixo, o que contraria o modelo de Ferreira Filho & Naldrett (1991,1993) e Ferreira Filho et al. (1992a,1993,1994a,b) para situação análoga no Complexo Niquelândia. Os dois conjuntos podem ser de idades diferentes ou, se de mesma idade, representarem porções crustais de ambientes geológicos distintos e que foram tectonicamente reunidas por uma evolução comum nos três complexos Aceitando-se a idade dos gabro-anortositos fornecida por Ferreira et al. (1994a) e a sua associação com estrato crustal oceânico (Juscelândia), a inexistência de evento compressional uruaçuano indicaria que a(s) bacia(s) oceânica(s) *Juscelândia*, *Indaianópolis* e *Palmeirópolis* teriam duração extraordinária sem colapso crustal. Salienta-se que a modelagem proposta por Ferreira et al. (1994a) indica magmatismo paleo a mesoproterozóico e metamorfismo neoproterozóico, isto é, somente cerca de 800 Ma após a intrusão e em ambiente exclusivamente de crosta continental.

Na Sequência Serra da Malacacheta, assim como em sua homóloga Sequência Serra dos Borges, ocorrem fácies com hornblenda muito desenvolvida, geralmente como bolsões parcialmente estromáticos em charneiras, *pods* e em massas irregulares dentro de anfibolitos bandados. Claramente, elas atestam fase anatóxica de alto grau, tardi-tectônica do evento que metamorfoisou os gabro-anortositos e está relacionada a uma 2ª fase isoclinal (cortam hornblenda nematoblástica dobrada na charneira). Os dados geocronológicos e respectiva interpretação de Suita et al. (1994) referente ao gabro pegmatóide provavelmente correspondem a esta fase de mobilização anatóxica, de modo que a idade obtida de 1,29 a 1,35 Ba. pode ser reavaliada no sentido de que não seria a do magmatismo, mas sim, de eventos anatético/metassomáticos tardi-tectônicos com alta PH<sub>2</sub>O. Esta interpretação que vai de encontro a dados de geocronologia pelo método Rb-Sr em rocha total (Girardi et al., 1978; Fuck et.al.,1988,1989; Correia,1994), deve ser complementada com novos estudos e se confirmada apontaria para a existência, mesmo que regionalmente limitada hoje, de rochas afetadas por um metamorfismo de características compressonais com idade mesoproterozóica praticamente na mesma época da que foi determinada para este provável ciclo (Uruaçuano).

## 8.DISSCUSSÃO

### 8.1. A RELAÇÃO TERRENOS GRANULÍTICOS X *GREENSTONE*

A frequente ocorrência de compartimentos arqueanos de baixo grau metamórfico do tipo *greenstone* lado a lado com os terrenos de alto grau metamórfico em diversos cratons do mundo incentivou a elaboração de propostas de evolução preferencialmente arqueana para os terrenos de alto grau (Cap.1).

Na Província Estrutural Tocantins os terrenos granulíticos e *greenstone* apresentam-se em compartimentos distintos (Cap.2) e só raramente em contato direto, como é o caso da área detalhada no presente trabalho (Cap.3).

Nesta área, os dados levantados mostraram que os contatos *greenstone* - granulitos, a leste de Americano do Brasil, são tectônicos e que houve aproveitamento dos planos de falha para a entrada de diques, *sills* e *stocks* gabróticos, dioríticos a mais ácidos do Proterozóico, sendo todo o conjunto metamorfizado na fácies anfibolito e, nas falhas, retrabalhado até condições da fácies xisto verde e, dinamicamente, até a formação de ultramilonitos. Essas falhas sofreram aquecimento estático em evento tardi a pós-milonítico (Fotos 62,63) ligado, provavelmente, tanto ao calor da massa granulitizada ascendente quanto ao efeito de relaxação tectônica.

A participação da crosta arqueana na formação do cinturão granulítico é indicada:

- 1) pelo envolvimento de rochas supracrustais (Cap.3) junto destes contatos tectonizados com os terrenos de *greenstone belts*,
- 2) pelas idades transamazônicas (Lacerda Filho & Oliveira,1994b) de ortognaisses e migmatitos do Complexo Anápolis-Itaçu, envolvendo a fusão de material crustal mais antigo, e
- 3) por leptinitos com assinatura geoquímica de terrenos TTG arqueanos (Cap.6).

Assim, a estrutura de brecha do mármore de Goianira, com fragmentos de rochas cálcio-silicáticas e de gnaisses (Cap.2, Cap.5), originou-se, muito provavelmente, por envolvimento de rochas de terrenos *greenstone* e de seu embasamento TTG em metamorfismo dinâmico e não por rodingitização (metassomatismo CO<sub>2</sub> e Ca sobre rochas máficas e ultramáficas), vistos os seguintes fatos:

- a) existência de metassedimentos granulitizados de natureza similar nas proximidades como, por exemplo, as rochas cálcio-silicáticas inseridas nos terrenos granulíticos da região de Nerópolis;
- b) ocorrência, nas proximidades, de níveis expressivos de mármore calcítico no *greenstone belt* Anicuns-Itaberaí 35 km a oeste;
- c) identificação de assinaturas de ETR, características de granitóides arqueanos, em leptinitos regionais;
- d) fragmentos de natureza gnáissica de parte dos clastos tectônicos, típica de rochas ácidas de embasamento, e diferente de relictos máfico-ultramáficos de rodingitos.

### 8.2.PROTÓLITOS

O retrabalhamento crustal ao longo de falhas transcorrentes e inversas é uma constante nos terrenos granulíticos, seja pré, sin ou pós granulitização (Cap.3,4,5). Ebert (1968) já chamava a atenção para o padrão textural milonítico dos granulitos kinzigíticos e outros da região sul de Minas Gerais, relacionando as ocorrências de granulitos e charnockitos com a tectônica de *nappes*.

Esse retrabalhamento tem descaracterizado as rochas pelo retrometamorfismo com hidratação, originando xistos verdes, anfibolitos, semi-xistos, micaxistos, quartzo-xistos, gnaisses micáceos a hornblêndicos e outras rochas, muitas delas assemelhadas a

supracrustais, metamorfizadas dentro ou nos limites dos complexos granulíticos. Isto tem dificultado o reconhecimento e extensão dos terrenos de alto grau e levado mesmo à proposta de existência de sequências vulcano-sedimentares nestas faixas retrabalhadas, muitas vezes posicionadas junto das unidades metassedimentares do Neoproterozóico, onde foram mais intensos os falhamentos e as deformações relacionadas com a ascensão dos terrenos granulíticos.

Entretanto, as ocorrências comprovadas de meta-chert, *bif*, de mármore e de rochas cálcio-silicáticas nos terrenos granulíticos (complexos Niquelândia, Barro Alto e Anápolis-Itaçu- Cap.2,3,5) atestam cabalmente o envolvimento de rochas supracrustais nas faixas granulitizadas.

A ocorrência de granulitos máficos finos associados a estas rochas supracrustais, principalmente quando na forma de bandas centimétricas, embasou a interpretação da origem a partir de metabasaltos, o que levou a se visualizar o cenário proto-ofiolítico (Danni & Leonardos, 1978, 1982; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984), decorrente de *rifteamento* continental e desenvolvimento de crosta oceânica restrita, envolvendo porções mantélicas e cumuladas ( fácies máfico-ultamáficas granulitizadas) sob as supracrustais de fundo oceânico.

Outra possibilidade (Danni, 1988) é a de representarem metabasaltos das sequências arqueanas que ocorrem muito próximas. Protólitos deste tipo devem ocorrer, visto que restos de crosta arqueana constituem parte dos terrenos granulitizados. Sem descartar totalmente esta hipótese, há que se considerar, entretanto, que a fácies fina de opx-cpx granulitos máficos, uniforme por grandes extensões, compromete a aceitação desta origem porque os metabasaltos komatiíticos hidratados dos *greenstone belts* sofreriam diferenciação metamórfica, fusão parcial, blastese, etc.. durante o metamorfismo de alto grau, com uma reologia e cinética de reações diferente das destes granulitos finos, provavelmente anidros em sua origem.

A dualidade de interpretação genética dos complexos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava a saber, maciços estratiformes versus edifícios ofiolíticos, é verificada de longa data e tem sido objeto de muitos trabalhos e discussões (e.g. Almeida, 1968; Angeiras, 1968; Thayer, 1970; Berbert, 1970, 1980). As duas propostas são completamente antagônicas, visto que .. "as câmaras magmáticas de assoalho frio e estático dos complexos estratiformes tem pouco em comum com as câmaras de fundo móvel e quente dos ofiolitos" (Nicolas, 1989), implicando em desenvolvimento geotectônico e petrológico bem diferenciado. A correta interpretação da gênese destes complexos, além de fundamentar o conhecimento básico da evolução geológica de toda a região centro-brasileira, tem implicações importantes na caracterização do potencial metalogenético regional.

Presentemente, considera-se que estes granulitos máficos finos, onde apresentam grandes extensões (parte norte do segmento ocidental do Complexo Barro Alto), possam representar fácies de resfriamento de topo dos primeiros afluxos de magma, invadindo a base de crosta sializada ainda *fria* (ver gradiente geotérmico continental na Figura 5-1) durante e associadamente com diastrofismo extensional. Já os autólitos e xenólitos máficos (Foto 17) podem representar fácies de borda ou de diques e sills dos dutos subjacentes de alimentação magmática arrancados pelos novos afluxos magmáticos.

Certamente, existem outros tipos de rochas supracrustais originalmente associadas com as supracrustais descritas anteriormente, como metapelitos e meta-vulcânicas quartzo-feldspáticas, mas a sua identificação não é tão evidenciada porque, com a evolução metamórfica complexa (granulitização e ultrametamorfismo), tais tipos de rochas foram transformadas em gnaisses, kinzigitos, migmatitos, anatexitos ou leptinitos, assemelhando-se, estrutural e texturalmente, aos granulitos ácidos ortoderivados de embasamento siálico retrabalhado. Em grande parte, os metapelitos podem ter sido digeridos pelo magma muito quente do qual derivaram os complexos máfico-ultramáficos, contribuindo para a sua contaminação. Exemplo disso são os restos de xenólitos do tipo buchitos de espinélio

encontrados em granulitos noríticos (p.ex. na Faz. Sibéria, no Complexo Barro Alto), os quais representam restitos de xenólitos pelíticos.

Por outro lado, leptinitos e granada quartzitos feldspáticos, intercalados com granulitos máficos finos, interpretados como pertencentes a sequências meta-vulcânicas, podem corresponder a metagranitos milonitizados a seco (sem migmatização) após a estruturação como leptinito, conforme é comprovado pelo estudo da ocorrência de Mato de Dentro, no Complexo Anápolis-Itaçu (Cap.3, 5 e 6). Aventa-se, por exemplo, que os sillimanita granada quartzitos feldspáticos, capeando ou *estratificados dentro* do Complexo Barro Alto (icelanditos e trondhjemitos do antigo modelo proto-ofiolítico), possam corresponder a milonitos de embasamento, iguais aos que ocorrem dentro das intrusões máfico-ultramáficas Fazenda Conceição e Água Clara (Cap.3, Foto 58) do Bloco Capelinha do Complexo Anápolis-Itaçu.

Os granulitos máficos e ultramáficos que se inserem como *boudins* e *pods* lentiformes nos terrenos de leptinitos e de outros granulitos ácidos podem ter várias origens:

- 1) meta-vulcanitos de sequências supracrustais que continham os calcários (p.ex., *greenstone belts*);
- 2) rochas filonianas hipabissais da crosta arqueana de terrenos TTG (Cap.2);
- 3) diques e *sills* do ciclo tectônico que propiciou a entrada de magma diferenciado em complexos máfico-ultramáficos;
- 4) rochas hipabissais e outras envolvidas como xenólitos (Foto 28);
- 5) pequenos corpos plutônicos ou *sills*/diques maiores rompidos tectonicamente.

Com a evolução metamórfica, as fácies básicas hipabissais estiradas e transpostas podem *alternar-se* com *níveis* de leptinitos (blastomiloníticos) de origem plutônica, assemelhando-se a uma associação meta-vulcânica bimodal estratificada.

É evidente que a caracterização das origens desses granulitos ácidos, básicos e ultrabásicos requer estudos detalhados em cada área de interesse e, por isso, não pode ser determinada uma origem privilegiada ao nível regional deste trabalho.

Entretanto, os estudos mostraram que a constituição dos terrenos granulíticos envolveu, essencialmente, retrabalhamentos de crosta siálica com restos de sequências supracrustais e magmatismo intrusivo de vários tipos, com destaque para o aporte de magma basáltico magnesiano seco alojado em níveis subcrustais e diferenciado em complexos máfico-ultramáficos de *trend* gabro-norítico, compondo hoje os complexos máfico-ultramáficos Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, ao norte, e vários complexos de menores dimensões (Heitorai, Itaguaru, Serra do Brandão-Taquaral, Água Clara-Faz. Conceição, Damolândia..) no complexo granulítico Anápolis-Itaçu. Assim, é provável que nos terrenos gnáissico-granulíticos do Complexo Anápolis-Itaçu predominem rochas ortoderivadas plutônicas a hipabissais básicas.

### 8.3. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E METAMÓRFICA

As ocorrências de rochas de origem supracrustal como mármore, meta-chert, *bif*, rochas cálcio-silicatadas em xenólitos e como níveis (*roof pendants*?) de dimensões até quilométricas nos complexos Barro Alto, Niquelândia e Anápolis-Itaçu indicam que, nos tempos primordiais de sua evolução tectônica, ocorreram eventos que levaram estas rochas para níveis infracrustais, antes da intrusão dos complexos máfico-ultramáficos e do metamorfismo granulítico.

Em modelo anterior (Danni & Leonardos,1982; Fuck et al,1981; Danni et al,1984; Winge,1990..), os complexos granulitizados eram interpretados como raízes de sistemas similares aos ofiolíticos fanerozóicos granulitizados e mantidos em residência infracrustal até as tectogêneses uruaçuana e brasileira que os teriam trazido para os níveis da superestrutura

metassedimentar; posteriormente, com o soerguimento orogênico e pós-orogênico, acompanhado da erosão da cadeia de montanhas, eles teriam assomado à superfície terrestre.

Os estudos petrogenéticos e geocronológicos recentes (Cap.5, 6 e 7), bem como a determinação de elementos de crosta sializada (Winge & Danni, 1994c; Cap. 3 e 5) onde se alojaram os complexos máfico-ultramáficos granulitizados, impeliram a revisão daquele modelo.

Os indícios da participação de terrenos TTG arqueanos (Cap.5) na constituição desta crosta granulitizada não significam que ela seja constituída, exclusivamente, por elementos arqueanos, vista a incidência de rochas de acreção lateral (p.ex. Sequência Mossamedes) e vertical (p.ex. ortognaisses diversos, “Granito” Pau de Mel.), que ocorrem próximas ou dentro dos terrenos de alto grau, apresentando idades não-arqueanas e mais antigas do que as aventadas para o metamorfismo de alto grau que se teria realizado a 1,3 ou a 0,78 Ba. (Cap.7).

O abatimento das rochas supracrustais para os níveis de médios da crosta até da infracrosta, onde se deram as intrusões dos complexos máfico-ultramáficos que, em parte, as assimilaram como xenólitos e como *roof pendants*, pode ter ocorrido em vários estágios, e a partir de dois mecanismos tectogenéticos:

- a) tectônica compressional, com a colocação das supracrustais na lapa de falhas de empurrão ou em camadas invertidas de dobras reviradas;
- b) tectônica extensional em área continental (ver p.ex. Roberts & Yelding, 1994), com sistema de falhamentos lítricos em blocos flexurados e rotacionados sobre superfície de descolamento (modelo dominó e similares) ou em indentações entre falhas sucessivas (blocos de falha).

Assim, tanto diastrofismos compressivos transamazônicos como os falhamentos lítricos da tectônica extensional que proporcionou a abertura do *rift* paleo-mesoproterozóico *Araí* (Cap.4) podem ter levado a supracrosta para níveis médios a inferiores.

Os terrenos granulitizados ao norte e ao sul da Megainflexão dos Pireneus apresentam importante diferença tectogenética:

- 1) ao norte, correspondem, maiormente, a grandes complexos máfico-ultramáficos inseridos como janelas tectônicas entre restos de embasamento milonitizado no grau metamórfico das supracrustais envolventes, o que revela grande aloctonia destes complexos;
- 2) ao sul, predominam como extensa crosta sializada, contendo complexos máfico-ultramáficos similares aos do norte, mas, mais reduzidos e com aloctonia limitada ou inexistente.

Esta diferença significativa provavelmente teve as suas raízes já determinadas pela tectônica extensional diferenciada que afetou os dois terrenos, em função de um maior e/ou mais rápido desequilíbrio na interface litosfera/astenosfera ao norte (Figura 4-7).

Quando se deu o estiramento litosférico, zonas de fraqueza crustal pretéritas, principalmente as mais profundas, como a do falhamento (>2.146Ma.) transcorrente Taquaruçu (Cap.4), foram reativadas pela tectônica extensional nos sistemas de falhamentos lítricos, seja como falhas de gravidade, seja como falhas de transferência, o que ocasionou as indentações, referidas atrás, de fatias de falha da crosta elevada, com supracrustais inclusive, na crosta profunda.

As rochas envolvidas neste processo compunham um conjunto reologicamente diferenciado: rochas anídras de embasamento tonalito-granítico, rochas supracrustais diversas, rochas milonitizadas das zonas de fraqueza e de suturas crustais. Possivelmente, as rochas supracrustais hidratadas e mármore mais dúcteis do que as rochas anídras envolventes favoreceram o deslizamento entre blocos, *lubrificando* os planos de falhas que se tornaram sítio favorável para reações de desidratação e descarbonatação, aumentando aí a pressão de fluido e diminuindo ainda mais a competência ao *stress* nestas falhas profundas, que acolheram o magma tholeítico alto Mg dos complexos máfico-ultramáficos.

As ocorrências de wollastonita nos granulitos cálcio-silicáticos, principalmente em xenólitos, indicam um metamorfismo térmico relacionado com intrusões do magma basáltico e sua evolução híbrida em crosta de gradiente geotérmico continental (Fig. 5-1), sofrendo aquecimento progressivo. As temperaturas iniciais da crosta, dadas pressões em torno de 5 kbar que foram estimadas (Cap.2: p.ex. Girardi et al, 1981; Correia,1994) para o *emplacement* dos complexos máfico-ultramáficos, oscilavam em torno de 300 a 500°C.

A instabilização subsequente da wollastonita junto com a cristalização de granada reacional (Cap.5) já em evento do metamorfismo granulítico é relacionada com um aumento de pressão. Isto indicaria que as intrusões possivelmente ocorreram em níveis menos profundos do que os níveis em que se deu a granulitização. Índícios neste sentido são dados também pela forma angulosa de xenólitos (Cap2; Fotos 8,12) que sugerem níveis rúpteis da crosta (<12km) durante o magmatismo intermediário a ácido intrusivo nas sequências gabronoríticas e antecedente à granulitização.

A evolução tectônica das rochas, hoje granulitizadas, a partir deste cenário da tectônica extensional paleo-mesoproterozóica, leva à interpretação imediata de que a granulitização estaria ligada à elevação da astenosfera, provocando aquecimento na base da crosta, ou seja, de que a granulitização seria de idade quase igual (um pouco mais jovem) a do rifteamento da crosta e intrusão dos complexos. Esta interpretação, entretanto, é contraditada pelos dados geocronológicos obtidos por Ferreira et al. (1992a,1994a) e de Suita et al. (1994) que indicam ser a granulitização cerca de 800 Ma mais jovem do que o rifteamento.

A evolução dos terrenos granulíticos, consideradas estas limitações determinadas pelos dados geocronológicos, segue duas vertentes, discutidas a seguir:

- 1) a primeira, proposta por Ferreira Filho et al. (1992a,1994a) e Suita et al.(1994), considera que o *rift* paleo-mesoproterozóico teria sido exclusivamente continental, com alojamento de magma formando intrusões acamadadas do tipo Bushveld, e que a granulitização teria ocorrido em decorrência da colisão dos cratons do Amazonas e São Francisco;
- 2) a segunda, aqui advogada, propõe evolução tectono-magmática complexa, levando à oceanização, mesmo que limitada, em continuidade à tectônica de *rift* Arai/Araxá há cerca de 1,8 Ba. (conforme esquematizado na Figura 4-2, Cap.4), e a granulitização ligada a evento extensional brasileiro.

As diferenças nos padrões de evolução magmática entre a Sequência Serra de Santa Bárbara e a Sequência Serra da Malacacheta (Cap.6; Figura 6-10) e a quebra de padrão dos ETR e das razões ETRL/ETRP na *estratigrafia* do Complexo Niquelândia (Figura 6-1), detectada por Ferreira Filho et al (1994b), demonstram que as sequências gabro-anortosíticas e gabro-noríticas não compõem uma estrutura magmática tipo Bushveld como tem sido proposto.

A Sequência Serra de Santa Bárbara, granulitizada, congrega dois conjuntos principais de rochas ígneas (Cap.5,6):

- 1) o primeiro conjunto é derivado de afluxos de magma do tipo tholeítico, alto Mg, originado em manto fértil, colocado em níveis inferiores de crosta sializada. Os produtos mais comuns de fracionamento deste magma são representados por peridotitos-piroxenitos, gabronoritos e noritos que apresentam um *trend* de enriquecimento progressivo em Fe para os termos mais evoluídos. A expressiva fatia tectônica de metaperidotito (serpentinito fortemente tectonizado) que se estende para sul da cidade de Barro Alto, encaixada entre os granulitos e a Sequência Serra da Malacacheta, talvez corresponda a níveis ultramáficos fracionados desta sequência. Girardi et al(1981) determinou pressões da ordem de 5 kbar (Cap.2) para as condições de resfriamento pós-magmático em rochas desta sequência;
- 2) o segundo conjunto apresenta rochas sistematicamente mais evoluídas e, significativamente, com *trends* geoquímicos (Figura 6-10) díspares com relação às do primeiro conjunto, havendo pequena ou nenhuma superposição entre os dois. Sua composição

varia de gabros, dioritos e atingem termos de granitos aluminosos e magnesianos, representados por cordierita gnaisses, sendo as rochas mais comuns representadas por metagabro-dioritos e metaquartzodioritos de *trend calcialcalino*. A existência de fácies ricas em xenólitos com bordas de reação e as características geoquímicas apontam para uma evolução ligada a processos de contaminação crustal. O aquecimento progressivo das encaixantes pelo calor trazido pelo magma deve ter facilitado esta evolução. A ubiquidade das fácies com xenólitos de vários litótipos, muitas vezes com formas angulosas (Cap.2,5), indica que este processo se realizou com alta energia hidráulica no afluxo magmático, provavelmente em níveis mais rasos do que os do primeiro aporte magmático, o que facilitaria, também, a fusão anidra crustal por decompressão. Em ambiente dinâmico de extensão litosférica, este evento magmático pode ter sido cataclísmico e estar balisando temporalmente uma importante *deslaminação* crustal em níveis superiores, onde se instalava a calha do *rift*.

Em conclusão, tendo em vista que as sequências gabro-anortosíticas não são cortadas por esta fácies híbrida e que a Sequência Serra da Malacacheta (Cap.6) mostra *trend* geoquímico completamente diferente daquele da sequência gabronorítica, torna-se evidente que não faziam parte da mesma câmara magmática.

A Sequência Serra da Malacacheta, e sua correlata Serra dos Borges no Complexo Niquelândia, caracterizam-se por apresentar (Cap.2) fácies gabro-anortosíticas associadas com troctolitos e olivina-gabros, sendo comuns as texturas de reação coronítica, além das fácies metamorfizadas como granada anfibolitos bandados. Essa associação magmática é característica dos maciços proterozóicos, tipo Grenville-Labrador, intrusivos ou encaixados tectonicamente em terrenos granulíticos (p.ex. Best,1982; Philpotts,1990).

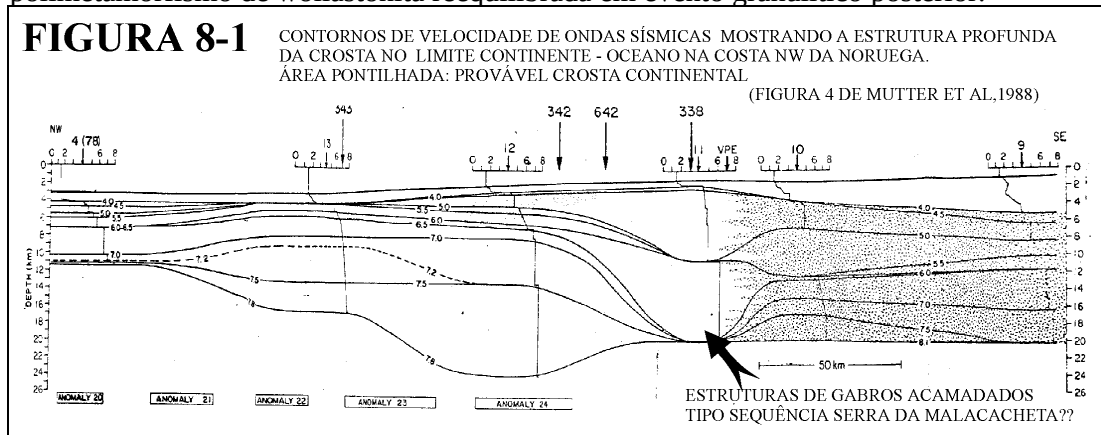
A origem das coroas reacionais em troctolitos e olivina-gabros coroníticos associados com maciços anortosíticos é objeto de vários estudos termobarométricos como, p.ex., Griffin (1971) que, geralmente, determinaram condições de colocação do magma troctolítico em pressões altas e cristalização tardi-magmática das granadas com coroas, muitas vezes, de decompressão estática como, p.ex., granada=>simplectito opx+plagioclásio. As revisões de Duchesne & Michot (1974) e De Waard (1974) concluem que não há um ambiente nem uma idade orogênica exclusivos para a colocação dos maciços anortosíticos: podem ser sinorogênicos ou anorogênicos e de colocação desde a alta mesozona (não formando coronitos como os maciços da Província de Labrador) até a profunda catazona com condições de transição para a fácies eclogito.

A existência de fácies finas de transição entre olivina gabro coronitos e os metabasaltos da sequência vulcano-sedimentar Juscelândia, conforme é bem atestado na região da Serra da Figueira, (Cap.2, 5 e 6) permitiu correlacionar (Winge & Danni,1994a,b) temporal e geneticamente a sequência troctolito-gabro-anortosítica com os basaltos oceânicos das bacias vulcano-sedimentares. Neste sentido, cabe lembrar que são relativamente comuns as ocorrências de troctolitos, olivina gabros, gabros e anortositos como elementos de crosta oceânica como ocorre, por exemplo, na cadeia do Oceano Índico (Engel & Fisher,1975), em ofiolitos na Córsega oriental (Ohnenstetter et al, 1975), em ofiolito de Bay of Island (Bédard,1993)... A associação de dunitos e peridotitos com gabros acamadados, incluindo troctolitos, anortositos, anfibolitos, noritos, hiperstênio gabros com enxame de diques, *sheeted* em parte, e com derrames, brechas e *pillows* de basaltos efusivos é verificada também em crosta oceânica exposta nas Ilhas McQuarie, no Pacífico (Hekinian,1982).

A associação tipo Serra da Figueira é análoga a essa estruturação e estaria acima de níveis anortosíticos de crosta oceânica, conforme proposto. A dificuldade para aplicar esta correlação no quadro geológico dos complexos máfico-ultramáficos é a dimensão e espessura das fácies anortosíticas que apontam para a tipologia dos complexos anortosíticos tipo Grenville, dômicos, alóctones, sem raízes aparentes de fracionados ultramáficos e tectonicamente encaixados junto a terrenos granulíticos, sem aparentar estrutura ofiolítica.

A alternativa para explicar, logicamente, a associação caracterizada na Serra da Figueira, é a de compartimentos laterais em um processo evolutivo conjunto, no qual o pacote mais espesso da sequência anortosítica corresponderia a intrusão em crosta de transição do tipo margem passiva vulcânica (Mutter et.al.,1988; White & McKenzie,1989; Zehnder et al,1990; Hopper et.al.,1992), desenvolvida durante regime de *rifteamento* rápido com acreção plutônica subcrustal, em um modelo análogo ao determinado para a estruturação crustal na costa NW da Austrália, Bacia de Cuvier, e nas margens a oeste da Noruega (Figura 8-1) e leste da Groenlândia.

O magmatismo da Sequência Serra da Malacacheta teria alta  $fO_2$  (Cap.6) e dar-se-ia em níveis relativamente elevados da crosta. Neste sentido, cabe lembrar que indícios de intrusão rasa de maciço anortosítico dos Adirondacks são dados por Valley (1985), a partir de polimetamorfismo de wollastonita reequilibrada em evento granulítico posterior.



Na hipótese formulada, os complexos troctolito gabro-anortosíticos sucederiam os complexos máfico-ultramáficos desenvolvidos em crosta continental, durante forte evento extensional, prenunciando a abertura do *rift* oceânico, e infiltrando-se como volumosas massas de magma parcialmente fracionado e alto Al (Cap.6) na base da crosta fina, muito estirada, que estava se transformando em crosta de transição ou de plataforma continental.

A maior  $fO_2$  poderia ter, também, como uma das causas o acesso de fase aquosa facilitado por falhamentos lístricos da bacia sedimentar (Araí, Araxá), ainda intrasiática, já sofrendo colmatação.

Dentro desta idealização, as unidades vulcano-sedimentares associadas seriam de idade um pouco mais jovem do que os maciços anortosíticos e estes do que a sequência gabro-norítica, e cada um em compartimentos distintos (laterais) com zonas e etapas (recorrências magmáticas) de superposição.

A idade do *rifteamento* e magmatismo dos complexos é paleo a mesoproterozóica (~1,78Ba.-1,58Ba.; ver Cap7), sugestivamente igual ao intervalo cronogeológico em que se desenvolveram em outros pontos da Terra os cinturões de maciços anortosíticos tipo Adirondack, sistematicamente inseridos em terrenos granulitizados, sinorogênicos (geralmente sem raízes ultramáficas, alóctones) variando para cratogênicos, em vários lugares do mundo como Noruega, Labrador, Adirondacks (ver p.ex. Windley,1977; Best, 1982; Philpotts, 1990).

O Complexo Anortosítico Santa Bárbara, junto ao Complexo Anápolis-Itaçu, mostra, em alguns pontos, analogia com o complexo anortosítico da Sequência Serra da Malacacheta, a saber: fácies anfibolito; contato tectônico ? com granulitos (Bloco Capelinha); ocorrência de Araxá próximo; evolução magmática indicando alta  $fO_2$ ..). A tipologia, entretanto, envolvendo granitos porfiríoides, tendendo a rapakivi (Cap.3), indica ambiente geotectônico mais cratônico, talvez de crosta siática adelgada. Caso for comprovada uma idade semelhante entre os dois, ele poderia representar uma fácies análoga às do norte, mas ainda intra-siática associada à litosfera fortemente estirada. Estas ocorrências configurariam



um cinturão anortosítico, colocado em zona mais móvel do que o cinturão de granitos (estaníferos por magmatismo recorrente), de pré a sin-rift, que acompanha os terrenos granulíticos a leste, junto às zonas de sutura orogênica, nas bordas cratônicas flexuradas. Um ponto negativo para esta idealização é a possível correlação do Complexo Santa Bárbara com o magmatismo básico da Supersuíte Americano do Brasil, datada em caráter preliminar com cerca de 640 Ma (Cap.7).

A identificação de áreas oceânicas com magmatismo tholeítico tipo *back arc* (sequências tipo Juscelândia) e tholeítico a calci-alcalino de arco de ilha (sequências tipo Mossâmedes) do Paleoproterozóico implica em formação de bacia(s) ensimática(s) dividindo os terrenos sializados (granito-*greenstone*, gnaisses e granulitos?) mais antigos.

As dimensões que apresentavam, a paleogeografia associada e a evolução no tempo dessas bacias são questões difíceis de determinar devido às *colagens* de áreas de acreção crustal, cavalgamentos, transcorrências, deformações e metamorfismo.. sucedentes que apagaram a *memória* crustal, principalmente a partir do forte tectonismo da Orogênese Brasileira.

A continuidade do *greenstone belt* de Goiás no rumo noroeste-sudeste com a sequência Mossâmedes a oeste trunca as direções dessas unidades ensimáticas, dificultando a visualização de uma bacia panthalássica paleoproterozóica com um oceano contínuo a oeste dos cinturões granulíticos. Em função do modelo apresentado, interpreta-se que essas áreas oceânicas foram diacrônicas com o *mar Mossâmedes*, ao sul, mais antigo (idades em torno de ~2,1 Ba., Fuck & Pimentel,1990) do que o *mar Juscelândia-Indaianópolis-Palmeirópolis* ao norte. Este corresponderia a *rift* oceânico aproximadamente cronocorrelato do Grupo Araí.

A geodinâmica das regiões oceânicas envolve afundamento crustal no manto à medida em que a crosta vai esfriando e tornando-se densa. Assim, deve ter havido uma tectogênese de fechamento destas bacias oceânicas (a crosta oceânica mais velhas hoje não tem mais de 200 Ma) com obducção parcial da crosta simática ou que tenha sofrido aporte substancial de massas sializadas (arco de ilha?) para a sua preservação.

Os dados geocronológicos e as interpretações de evolução crustal de Ferreira Filho et al. (1992a,1994a) e de Suíta et al. (1994) implicam em uma dissociação causal entre os eventos termo-tectônicos de intrusão dos complexos máfico-ultramáficos (1,56 a 1,73Ba.) e os eventos que produziram a sua granulitização (0,77 a 0,79 Ba.), visto o distanciamento temporal entre os mesmos (800 a 1.000 Ma). Esta interpretação implica em uma *estratigrafia* crustal mantida sem alteração durante este interregno de 1,0 Ba. pois em todos os complexos ao norte é mantida a mesma organização: gabro-noritos granulitizados na base; coronito gabro-anortositos anfibolitizados acima e em níveis mais elevados e de grau metamórfico mais baixo, as sequências vulcano-sedimentares também anfibolitizadas. Evidente que a crosta tenderia a estar totalmente resfriada, com gradiente normal, ao permanecer como área continental, tendendo os complexos máfico-ultramáficos a *deslaminarem* na base da crosta, afundando no manto.

Estes pontos acrescentam força à hipótese de uma tectogênese uruaçuana compressional, mesmo que de porte reduzido, há cerca de 1,3 Ba. como várias datações (Cap.2,7) têm indicado, para obductar as massas ensimáticas sobre crosta siálica.

A idade de cerca de 1,6 Ba., determinada para o granito Serra da Mesa (Pimentel et al.,1991;Rossi et al.,1992), 180 milhões de anos mais nova do que a dos granitos e riolitos/andesitos de magmatismo precoce do Grupo Araí, a leste, talvez corresponda à datação sobre amostras de granitos g2 (Botelho & Pimentel,1993) de magmatismo recorrente. Esse granito corta e provoca contato térmico, quase isofacial, nos xistos Serra da Mesa que apresentam porfiroblastos centimétricos de estauroлита, granada e biotita tardi a pós-tectônicos (Cap.2), tendo cristalizado, provavelmente, sob pressões de cerca de 5 kbar (Rossi et al.,1992). Isto indica a existência de um ciclo tectogenético que afetou os sedimentos Serra da Mesa/ Araí/Araxá (xistosidade e crenulação) antes das intrusões graníticas. A

assinatura litogeoquímica do granito Serra da Mesa é do tipo A (Rossi et.al, op.cit), anorogênica. Poderia, entretanto, corresponder a magmatismo "pós-orogênico" de fase extensional, com afinamento do manto litosférico, após espessamento crustal orogenético, segundo um modelo semelhante ao proposto por Turner et.al.(1992). Como os granitos estão sediados com o mesmo nível altimétrico entre os complexos Canabrava e Niquelândia e a "back slope" (a oeste) do de Canabrava, sendo todo o conjunto envolvido por metassedimentos jovens do Grupo Paranoá, metamorfizados durante o brasiliano na fácies xisto verde, ter-se-ia de aceitar um soerguimento quase vertical dos densos maciços granulíticos por entre as encaixantes e os granitos (não granulitizados), já que os complexos teriam sido granulitizados 700 milhões de anos após as intrusões dos granitos. A alternativa a esta conclusão, já abordada (Cap2), é a de retomada das estruturas graníticas por processos de diapirismo nos estágios pós tectônicos do Ciclo Brasileiro, hipótese esta que tem a seu favor a ocorrência de fases graníticas pegmatóides, mineralizadas a estanho e com xenólitos dos xistos regionais deformados.

O fato de não ter sido desestabilizado o par opx-plagioclásio em granulitos gabronoríticos nos maciços máfico-ultramáficos indica que os complexos granulitizados não sofreram pressões maiores do que 9 kbar, equivalentes a cerca de 27 km de pressão litostática, considerando a densidade média das rochas crustais ( $\delta=3$ ). Os granulitos estudados relacionam-se, portanto, à fácies de baixa pressão de Green & Ringwood (1967,1972).

A manutenção de wollastonita (Cap.5;) em paragêneses cálcio-silicáticas junto aos complexos máfico-ultramáficos intrusivos significa, também, que as pressões durante a granulitização não foram muito altas, o que é corroborado pela participação de cordierita (Fe,Mg) nas fácies metapelíticas e metagraníticas aluminosas.

Estes fatos colocam questões com relação ao modelo de granulitização relacionada com duplicação crustal durante colisão continental (Ferreira & Naldrett, 1993; Suita et al, 1994), principalmente quando associado com o fato de ocorrerem texturas ígneas perfeitamente preservadas e sem eclogitização nos níveis *basais* dos complexos.

A proposta de que a granulitização ter-se-ia dado durante evento de colisão continental brasileiro (Ferreira Filho & Naldrett,1991; Ferreira Filho et al,1992b; Suita et al, 1994) implica em tectônica de duplicação crustal. A tectônica com duplicação crustal determina trajetórias PTt de sentido horário na grade petrogenética (cf. England & Thompson,1984; Harley,1989), ou seja, as rochas sofrem aumento de pressão seguido de ajuste térmico e, finalmente, descompressão *isotérmica* após o clímax metamórfico. Na base da placa cavalgada, após erosão e/ou estiramento da crosta duplicada, ocorre a acomodação térmica e barométrica, em *pressão* e temperatura altas, seguida de resfriamento *isobárico* até atingir o gradiente de crosta continental estática, segundo modelo aplicado para a Enderby Land, Antártida (Ellis,1987), onde a crosta após ter sido granulitizada teve longo período de residência crustal. Em alguns cinturões metamórficos (Harley,1989), após o auge térmico do metamorfismo, ocorre durante um certo tempo um equilíbrio densitométrico na base crustal, logo após período de forte erosão da cadeia de montanhas, proporcionando um resfriamento isobárico. A velocidade com que se realiza este processo de reajuste crustal depende de vários fatores (ver p.ex. Sonder et al,1987), entre os quais: temperatura do Moho; velocidade de colisão; espessura das placas crustais; reologia das placas crustais, tudo envolvendo fatores intrínsecos e extrínsecos como: tipos predominantes de rochas, fase fluida, riqueza em elementos radioativos, estruturas herdadas e geradas com a colisão.

Os estudos de geotermobarometria (Cap.5) indicaram condições máximas de metamorfismo entre 7 e 8,5 kbar e temperaturas de 700 a 900 °C. Pressões mais baixas foram detectadas para o kinzigito do Rio Maranhão. Os gradientes geotérmicos destas determinações variam entre 35°C/km (complexos Barro Alto e Anápolis-Itaçu) e 42°C/km

(Rio Maranhão). A provável evolução por descompressão isotérmica do kinzigito do Rio Maranhão poderia estar ligada a uma rápida erosão do capeamento, a uma delaminação tectônica como retorno de *nappes* e/ou a um diapirismo dos granulitos. Esta última hipótese é viabilizada pela natureza de baixa densidade dos seus constituintes, muito aluminosos, e as altas temperaturas atingidas, aumentando o contraste de densidade com as encaixantes.

Tendo em vista estes dados, se a granulitização ocorreu após colisão e duplicação de blocos crustais siálicos, os blocos envolvidos teriam de ser pouco espessos.

A idade da granulitização (~800Ma) coincide com fase tafrogênica do Ciclo Brasileiro durante a qual existia um oceano, onde se formavam arcos de ilha, a oeste dos blocos siálicos em que ocorrem os terrenos granulíticos. Assim, a granulitização provavelmente não ocorreu por duplicação crustal, mas por aquecimento mantélico em litosfera estirada e após falhamentos lístricos que trouxeram os complexos máfico-ultramáficos (e a crosta siálica encaixante) para níveis infracrustais onde foram granulitizados. Estes blocos crustais com cerca de 100 km de largura corresponderiam as bordas continentais provavelmente elevadas (aquecimento litosférico) e emersas ou de águas rasas. A disposição atual junto a suturas de terrenos de acreção neoproterozóica (regiões de Mara Rosa/Parangatu, ao norte e Arenópolis/Jaupaci, ao sul), permite relacionar a evolução dos terrenos granulíticos com diastrofismos ligados com a evolução do *rift* oceânico a oeste.

O gradiente geotérmico definido pelo metamorfismo das coroas reacionais da Serra da Figueira é bem elevado: 47°C/km mas, como já discutido (Cap.5), há a possibilidade de as coroas representarem auto-metamorfismo dos gabros com um capeamento de pouco mais de 10km durante a colmatação da bacia oceânica e não o metamorfismo regional da Sequência Juscelândia cujo gradiente geotérmico, barroviano, não propiciaria as temperaturas necessárias para as reações coroníticas (600°C a 4kbar).

As reações coroníticas associadas ao resfriamento do Complexo Niquelândia ocorreram sob pressões de 8-5 kbar segundo Cândia et al (1988), porém, as fácies coroníticas são das sequências anortosíticas que, segundo o modelo esboçado atrás, são magmática, espacial e, talvez, temporalmente separadas da suíte gabro-norítica.

Ferreira Filho et al (1992b) propuseram metamorfismo progradante entre a sequência Serra dos Borges e a o complexo máfico-ultramáfico granulitizado no Complexo Niquelândia. Entretanto, há uma diferença constante entre as duas unidades com relação à fase fluida atuante durante o metamorfismo: enquanto os gabro-noritos apresentam-se anidros, os gabroanortositos tem suas paragêneses extensivamente marcadas pela hidratação. Os contatos, também, são sistematicamente falhados, com milonitos de recristalização dinâmica de alto grau, isofacial com os anfibolitos, como determinado no Complexo Barro Alto.

*Lascas tectônicas* dos granulitos ocorrem nos anfibolitos e em níveis mais elevados, ou seja, o Complexo Barro Alto em sua faixa granulítica instalou-se, durante evento brasileiro, entre porções da Sequência Juscelândia e do embasamento (região entre Carmo do Rio Verde e Nova Glória), com indentações ou fatias de falhamentos que se prolongam lateralmente como *níveis* tectônicos dentro dos granulitos. Estas falhas foram palco de diaforese, canalizando o fluido aquoso e estabilizando duas paragêneses metamórficas: uma de alto grau, representada por anfibolitos com ou sem granada de mesmo grau e gradiente que as sequências Sequência Serra da Malacacheta e Sequência Juscelândia, e a segunda, da fácies epidoto anfibolito a xisto verde baixo, igual à fácies do Grupo Araxá ao sul e ao norte do complexo e que, certamente, relaciona-se com a subida final do conjunto para os níveis dos clorita micaxistos regionais do Grupo Araxá. Estas características possibilitam concluir por dois estágios principais de ascensão do complexo. Considerando o complexo em seu conjunto, que inclui as fácies vulcano-sedimentares, caracteriza-se um contraste metamórfico maior ao sul e leste com as *encaixantes* regionais o que indica uma maior ascensão nestes planos de falhas inversas.

Assim, paragêneses superimpostas à fácies granulítica mostram analogias (hidratação e gradiente geotérmico barroviano) com as paragêneses da Sequência Serra da Malacacheta e Sequência Juscelândia, comprometendo a proposta de uma zoneografia progradante. Mesmo que não tenha havido metamorfismo significativo durante o Uruaçuano (Cap.7), os dados apresentados indicam que o metamorfismo granulítico antecedeu ao, ou ocorreu em níveis mais profundos do que o, metamorfismo anfibolítico.

A associação lateral em um empilhamento tectono-estratigráfico sistemático, vistas as observações atrás, indica que os granulitos metamorfizados em profundidade foram tectonicamente acoplados com os anortositos em sua ascensão, quando teriam se estabilizado essas novas paragêneses retrometamórficas nos granulitos.

No Complexo Anápolis-Itaçu identifica-se uma dinâmica similar registrada nas paragêneses retrometamórficas (Cap.3,5) e lá com um estágio de ascensão dos granulitos marcado por plutonismo (diorito Camaquã, Complexo Santa Bárbara, etc; ver Cap.3) e sucedido por metamorfismo à fácies anfibolito (hidratada) destes plutonitos e suas encaixantes, bem como dos granulitos em planos de falhas.

A mudança de tectônica extensional para compressional, com acoplamento de sistemas de arcos de ilha “Porangatu”, ao norte, e “Arenópolis”, ao sul, ocasionou a flexura da borda continental e a reativação, das falhas lítricas, agora inversas, em crosta sílica, à semelhança do que pode ter ocorrido na *zona colisional* de Zagros, Irã (Jackson,1980). A forte vergência deste diastrofismo foi condicionada em blocos transferentes (Cap.4), originando rampas e inflexões estruturais, como a Megainflexão dos Pireneus, com escapes laterais e frontais na supraestrutura.

A elevação estrutural final das áreas granulitizadas deu-se por falhamentos inversos (raízes de *nappes*?), originando, principalmente nas falhas, paragêneses retrometamórficas da fácies epidoto-anfibolito a xisto verde, típica das sequências metassedimentares proterozóicas, durante a máxima compressão orogenética há cerca de 640 Ma.

## 9.CONCLUSÕES

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

**Moorbath,1984**

O estudo realizado permitiu chegar-se às seguintes conclusões:

1. O Complexo Anápolis-Itaçu é constituído por terrenos de crosta sializada, polifasicamente retrabalhada, derivada em parte de terrenos granito-*greenstone*.
2. Os complexos máfico-ultramáficos, que notabilizaram os cinturões granulíticos do Centro-Oeste, correspondem a intrusões nesta crosta sializada em um sistema magmático aberto, relacionado com tectonismo extensional que originou a formação do *rift* do Grupo Araí.
3. No Complexo Anápolis-Itaçu, os complexos máfico-ultramáficos granulitizados são de dimensões reduzidas e alojam-se com pouca ou nenhuma aloctonia em crosta siálica granulitizada, enquanto ao norte os complexos máfico-ultramáficos correspondem a grandes massas alóctones, contendo localmente (Complexo Barro Alto) inserções menores de restos de embasamento granulitizado.
4. Os complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava reúnem associações de rochas magmáticas derivadas de evolução tectono-magmática diferente do modelo de fracionamentos em câmara magmática única, tipo Bushveld, conforme tem sido proposto.
5. Há uma nítida individualização na evolução entre as duas sequências no Complexo Barro Alto, marcada por um evento de magmatismo híbrido, intrusivo e com brechas cortando a sequência inferior e não registrado na sequência superior.
6. Foi estabelecida na região da Serra da Figueira a cogeneticidade magmática entre olivina-gabros coroníticos da Sequência Serra da Malacacheta e os metabasaltos da Sequência Juscelândia, caracterizando-se, também, fácies de transição entre os das duas sequências (supracrustais e crosta gabróica de fundo oceânico).
7. Foi determinado que o metamorfismo granulítico é do tipo de baixa a média pressão, na faixa de 6 - 8,5 kbar e temperaturas de 700 - 950 ° C, com pequena variação entre os diferentes complexos. Valores de pressão mais baixa (5 a 6 kbar) foram definidos para o kinzigito metapelítico do Rio Maranhão, a noroeste do Complexo Barro Alto.
8. Estas pressões do auge metamórfico implicam que o nível crustal granulitizado, supostamente a lapa de crosta siálica duplicada em evento de colisão continental, não atingiu profundidades maiores do que 25 km durante esta granulitização.
9. A ascensão dos terrenos granulíticos ocorreu com a Orogênese Brasileira, provocando: milonitização nas zonas marginais de suturas crustais e internamente aos complexos, inserções ou indentações de terrenos anfibolitizados e granito-gnáissicos nos granulitos e esporádicas fatias de falha ou lentes tectônicas de granulitos em terrenos gnáissico anfibolíticos e de sequências metavulcano-sedimentares e metassedimentares.
10. Este processo de ascensão foi também registrado em paragéneses minerais, com reações retrometamórficas, algumas em condições estáticas e outras com desenvolvimento de novas foliações, de forma parcial ou completa, notadamente nas zonas de falhamentos. Em dois momentos principais esta ascensão foi estabilizada: 1<sup>o</sup>) ao atingir condições da fácies anfibolito alto a médio, barroviana, semelhantes às condições em que foram metamorfizadas

as sequências anortosíticas e vulcano-sedimentares, nos complexos ao norte, e em que foram metamorfizadas as rochas do domínio gnáissico anfibolítico no Complexo Anápolis-Itaçu, ao sul; 2<sup>o</sup>) ao atingir as condições de fácies epidoto-anfibolito a xisto verde, característica das sequências metassedimentares proterozóicas que ocorrem regionalmente, envolvendo os fragmentos crustais granulíticos alçados.

11. Durante a ascensão do Bloco Capelinha do Complexo Anápolis-Itaçu, no domínio gnáissico anfibolítico, marcadamente junto às suturas, ocorreu plutonismo, representado por gabros até granitos, destacando-se o Complexo Anortosítico Santa Bárbara, ao qual se associam *stocks* de rochas dioríticas a monzoníticas, mostrando localmente fácies de granitos, tendendo a rapakivi, com minerais ferromagnesianos ricos em Fe, configurando uma associação do tipo cratogênico distinto das sequências anortosíticas ao norte.

12. Estas rochas plutônicas apresentam localmente xenólitos máficos da fácies granulito e foram, em conjunto com o substrato gnáissico-migmatítico em que se alojaram, metamorfizadas na fácies epidoto-anfibolito a anfibolito alto com migmatização localizada.

13. A idade Rb-Sr -  $637 \pm 19$  Ma determinada para a Supersuíte Americano do Brasil, apesar do caráter preliminar, é um registro que dá a idade mínima do metamorfismo anfibolítico que afetou estas rochas e as do domínio gnáissico-anfibolítico, citadas no parágrafo anterior.

14. Em consequência destas determinações, propõe-se um novo modelo evolutivo o qual correlaciona, em uma sequência lógica, no tempo e no espaço, as três unidades básicas dos complexos do norte. Uma síntese da evolução idealizada pode ser assim esquematizada:

#### ***I - Paleo a Mesoproterozóico:***

- *tectônica extensional em crosta siálica, com falhamentos lístricos e indentação de níveis crustais superiores em níveis médios a inferiores; acima desenvolvia-se a bacia intrasiática (base dos grupos Araxá/Serra da Mesa/Araí) pré a sin rift (Figura 9-1);*

- *intrusão de magma basáltico (alto Mg) e seco em níveis médios da crosta ou níveis basais de crosta estirada (~5kbar), na forma de afluxos periódicos condicionados ao estiramento litosférico e solidificando como sequências máfico-ultramáficas de trend gabro-norítico;*

- *transferência progressiva de calor pelo magma ascendente, ocasionando palingênese crustal e geração de magma híbrido (gabro-dioritos a granitos) com extensiva brechação;*

- *em níveis mais elevados, geração de magma ácido a intermediário com plutonismo (granitos da Província Estanífera) e, localmente, vulcanismo (andesitos a riolitos) extravasado junto e na calha do rift;*

- *o recrudescimento de falhamentos lístricos provocou a deslaminação da crosta superior e a diminuição da pressão litostática nos sítios de intrusão, favorecendo esta anatexia;*

- *deslocamento lateral da crosta sobre os focos de afluxo magmático com intrusão de magma alto Al, já parcialmente fracionado e com alta fO<sub>2</sub>, formando os maciços troctolito-gabroanortosíticos em base de crosta muito fina;*

- *abertura das bacias oceânicas das sequências vulcano-sedimentares, tipo Juscelândia, lateralmente e em continuidade ao magmatismo gabro-anortosítico posicionado, agora, na crosta de transição;*

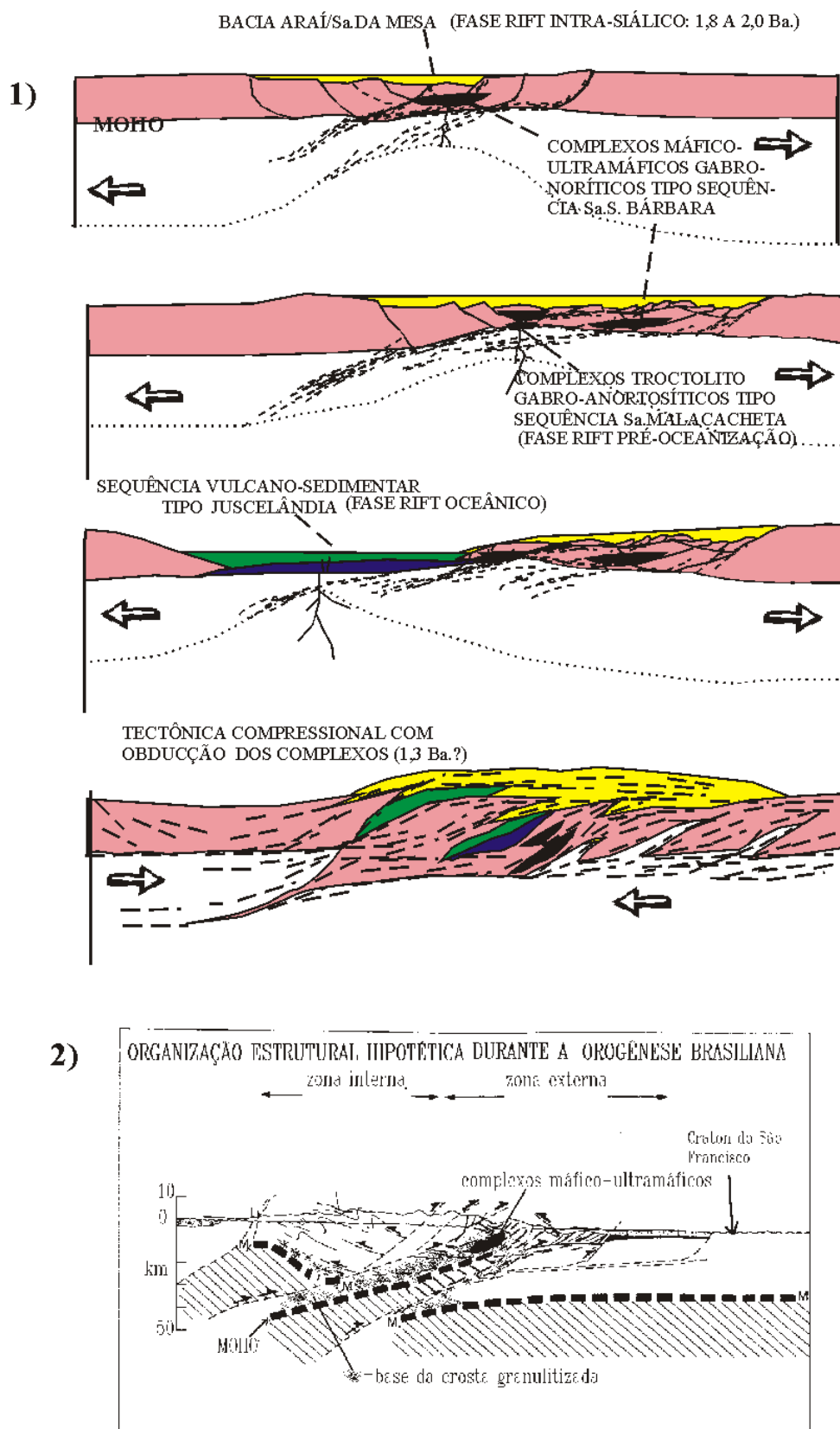
- *magmatismo recorrente com fácies transicionais em crosta oceânica e formação de coroas reacionais em olivina gabros na Serra da Figueira, a profundidades de cerca de 10 km (4kbar) e temperaturas ~600<sup>o</sup>C;*

- *colmatação das bacias, com magmatismo ácido e vulcanoclástico (formação de arco vulcânico associado - Sequência Coitezeiro?), substituindo o magmatismo básico e sendo substituído para o topo por fácies pelíticas;*

#### ***II - Mesoproterozóico a Neoproterozóico***

- *fechamento final das bacias ensimáticas por tectônica compressional (1,3 Ba.), organizando as unidades dos complexos em estratos crustais obductados sobre o principal plano de falhamento lístrico (Figura 9-1);*

- falhamentos inversos e transcorrentes com inversão de relevo;
- início de tectogênese extensional brasileira (~950Ma?) com formação do rift oceânico neoproterozóico;
- os complexos máfico-ultramáficos e a crosta sílica encaixante são trazidos para a infracrosta pela reativação dos planos de falhamentos listricos;
- estiramento litosférico e aquecimento mantélico (820 a 750Ma): granulitização na base da crosta com auge térmico que variou entre 700 e 950<sup>0</sup>C a pressões de 5 a 8,5kbar (15 a 25 km de profundidade) nesta região (margem continental passiva?);
- a evolução do metamorfismo apresenta provável trajetória PT de sentido horário sem ter desenvolvido paragêneses de alta pressão que indicaria duplicação crustal (colisão continental);
- mudança de tectônica extensional para compressional com acoplamento de sistemas de arcos de ilha “Porangatu”, ao norte, e “Arenópolis”, ao sul, flexura da borda continental, reativação das falhas, antes listricas, agora de empurrão;
- a forte vergência deste diastrofismo foi condicionada em blocos transferentes, originando inflexões estruturais e rampas com escapes frontais (dobras em bainha) e laterais em leques (oroclinais) na supraestrutura, principalmente ao norte e ao sul da Megainflexão dos Pireneus;
- falhamentos inversos (raízes de nappes?) retomando planos tectônicos antigos nas zonas de sutura com obducção da infracrosta granulitizada (e ascensão do manto) em duas etapas: 1<sup>a</sup>) na fácies anfibolito, acoplando e indentando com as sequências gabro-anortosíticas e vulcano-sedimentares na mesozona; 2<sup>a</sup>) na fácies epidoto-anfibolito a xisto verde, emparelhando granulitos com as sequências metassedimentares proterozóicas. Esta última fácies retrata a colocação alóctone final dos complexos granulitizados por obducção da infracrosta, utilizando os planos tectônicos antigos durante a máxima compressão orogenética há cerca de 640 Ma;
- movimentos tectogenéticos finais, com erosão da cadeia orogênica, propiciando a sedimentação continental (Três Marias) e o resfriamento rápido dos núcleos metamórficos. Nesta fase provavelmente ocorreu a formação de pseudo-taquilitos nos granulitos já posicionados em nível crustal elástico.



**FIGURA 9-1**

1) ESQUEMA DE EVOLUÇÃO DOS COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS NAS FASES DE PRÉ-GRANULITIZAÇÃO;  
2) ORGANIZAÇÃO HIPOTÉTICA DURANTE A COLISÃO CONTINENTAL NEOPROTEROZÓICA



## 10.BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA,F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro,DNPM/DGM,Bol 241.
- ALMEIDA,F.F.M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. Anais Acad.Bras.Ciências,40 (Suplemento): 285-295, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA,F.F.M. 1977.O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc.,7:349-364.
- ALMEIDA,F.F.M. 1981. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1:1-10. Salvador,BA,1981.Anais...Salvador, SBG.
- ALMEIDA,F.F.M.;HASUI,Y.;NEVES,B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, IG-USP, Bol.7:45-80.
- ALMEIDA,F.F.M.;HASUI,Y.;NEVES,B.B.B.;FUCK,R.A. 1977.Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP.GEOL.NORDESTE,8,Campina Grande, 1977. Atas...Campina Grande- SBG; pp 363-391.
- ALMEIDA,F.F.M.;HASUI,Y.;NEVES,B.B.B.;FUCK,R.A.1981.Brazilian Structural provinces: an introduction. Earth Sci.Rev.,17:1-29.
- AMARO,V.E.1989. Geologia e petrologia da sequencia metavulcano- sedimentar de Jaupaci(Go) e lineamentos associados. Dissertação de Mestrado No. 55. GEO/UnB. (Inédito).
- ANGEIRAS,A.G.1968. A Faixa de Serpentinóis da Região Central de Goiás. Acad.Bras. Ciências v.40 (suplemento): 129-136. Rio de Janeiro.
- ARAÚJO FILHO,J.O. 1980. Geology of the Pirineus Mega-Inflection, Goiás,Brazil.7Geowiss.Latinamer Koll.Tageheft,pp.9-11, Heidelberg.
- ARAÚJO FILHO,J.O. 1981. Contribuição à estratigrafia e tectônica da Megainflexão dos Pirineus, Goiás centro-meridional. 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Atas.,1:24-26.SBG,Goiânia.
- ARAÚJO FILHO,J.O. 1992. The Pirineus Mega Inflection in Central Brazil: an example of poly-deformed Brazilian fold-thrust belt. 13 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Münster,p.18-19.
- ARAÚJO FILHO,J.O.;FARIA,A.1992. Características estruturais da propagação do empurrão Canastra sobre o Paranoá no Evento Brasileiro no Distrito Federal. Congresso Brasil.Geologia,37. Anais,vol.2:318-319.
- ARAÚJO,S.M.1986. Petrologia e mineralizações da Sequência Vulcano-sedimentar de Palmeirópolis-Goiás. Tese de Mestrado No.39, UnB.
- ARAÚJO,V.A.;ALVES,A.C.1979. Projeto Canabrava-Porto Real. Relatório Final, Vol.1 e 2. Convênio DNPM/CPRM.(Inédito).
- ARAÚJO,V.A.;MATIAS,P.V.B.;GODÓL,H.O.;ARAÚJO,E.S.;MORETON,L.C.;SILVA,M.A.1980. ProjetoPontalina. Relatório Final, Vol.1. Convênio DNPM/CPRM.
- ARAÚJO,V.A.1987.Folha SD.22-Z-D: Goianésia. In:PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS. Brasília, DNPM.
- ASSUMPTÃO,M.;FERNANDES,E.P.;ARAÚJO FILHO,J.O.;SÁ,N.C. 1985. Levantamento Gravimétrico do Complexo de Barro Alto,GO. Resultados Preliminares. Rev.Bras.Geofísica.3(1):1-7.
- BAETA Jr,J.D.A.;FIGUEIREDO,A.N.;SOUZA,E.P.;MELLO,J.C.R. 1972.Projeto Goianésia-Barro Alto. Goiânia,DNPM-CPRM.Relat. inédito.
- BAETA Jr,J.D.A.1987. Folha SD.22-Z-B: Uruaçu. In: PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS. Brasília,DNPM.
- BARBOSA,J.S.F. 1992. Modelos geotectônicos da região granulítica do Sul da Bahia. Simp.Reg.Geol.BA-SE. SBG,pg 92- 95.
- BARBOSA,O. 1970. Projeto Goiânia - Relatório Preliminar.PROSPEC SA DNPM-Goiânia (inédito).
- BARBOSA,O. et.al.1973. Projeto Leste do Tocantins - Oeste do São Francisco. Fasse IV. DNPM/CPRM/PROSPEC (inédito).
- BARBOSA,O.;BRAUN,O.G.;BAPTISTA,M.B.;DYER,R.C.;COTTA,J.C.1981. PROJETO BRASILIA: Geologia e inventário dos recursos minerais da Região Central do Estado de Goiás. PROSPEC SA. Serie Geol. 18; S.Geol.Bas. 13.Brasília, DNPM.
- BARBOSA,P.A.R. 1987.Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais a Leste de Mossâmedes-GO. Tese de Mestrado n.41. Brasília. Geo-UnB (inédito).
- BARBOSA,P.A.R.;JOST,H.1990. Caracterização das sequências supracrustais precambrianas a Este de Mossâmedes-GO.In CONG.BRAS. GEOLOGIA,36, Natal-RN. ANAIS... Vol.1:1-16. SBG,Natal, 1990.
- BARBOSA,R.A.1959. Charnokitos de Rialma, Ceres e Jaraguá, Estado de Goiás. Rio de Janeiro, DGM-DNPM,Bol.26.
- BARRETO Filho,J.A.1992.O maciço básico-ultrabásico de Agua Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia-Barro Alto. Bol.SBG-NCO 15:23-29.
- BARTON Jr,J.M.1981.The pattern of archaean crustal evolution in Southern Africa as deduced from the evolution of the Limpopo Mobile Belt and the Barberton Granite-Greenstone terrain. in ARCHAEOAN GEOLOGY, 2nd. Intern.Symposium.Spec.Publ.Geol.Soc. Austr.,7:

- BATCHELOR,R.A.;BOWDEN,P.1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem.Geol.*:43-55.
- BÉDARD,J.H.1993. Oceanic crust as a reactive filter: sinkinematic intrusion, hybridization, and assimilation in an ophiolitic magma chamber, western Newfoundland. *Geology*,21:77-80
- BERBERT,C.O. 1970.Geologia dos Complexos básico-ultrabásicos de Goiás. Bol.no.1:20-24;Congr.Brasil. Geologia,Brasília.
- BERBERT,C.O. 1980. Complexo Basal Goiano. In: CONG.BRAS.GEOL.,31; Camboriu,SC,1980. Anais...Camboriu, SBG. v.5,pp 2837-2849.
- BERBERT,C.O.;SVISERO,D.P.;SIAL,A.N.;MEYER,H.O.A.1981. Upper mantle material in the Brazillian Shield. *Earth Sci.Rev.*17:109- 133.
- BERNASCONI,A.1983. The Archaean terranes of central eastern Brazil: a review. *Precambrian Res.*,23:107-131.
- BEST,M.G.1982. Igneous and metamorphic petrology. W.H.Freeman Co.
- BINNS,R.A. 1965. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Comple, Broken Hill ditrict, New South Wales. *Mineral. Magazine*, 35:306-326.
- BLACK,L.P.;WILLIAMS,L.S.;COMPSTON,W.1986. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contrib.Mineral.Petrol.*,94:427- 437.
- BOHLEN,S.R.1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journ.Geology*, 95:617- 632.
- BOHLEN,S.R.;LIOTTA,J.J.1986. A Barometer fo Garnet Amphibolites and Garnet Granulites. *Journal of Petrology*, 27(5):1025-1034.
- BOHLEN,S.R.;DOLLASE,W.A;WALL,V.J.1986. Calibration and Applications of Spinel Equilibria en the System FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*,27(5)1143-1156.
- BORGES,L.F.;PIMENTEL,M.M.1982.Geologia da Região Ceres-Ruibataba. Relatório de Graduação- Área 10. "Rio do Peixe". UnB/Geo.
- BOTELHO,N.F.;PIMENTEL,M. 1993. Geocronologia Rb-Sr das fases intrusivas do maciço granítico de Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás. Congr.Brasil.Geoquímica,4. Vol.Resumos Exp.:253-254. SBGq,Brasília.
- BOTT,M.1985. Plate tectonic evolution of the Icelandic Transverse Ridge and adjacent regions. *Journ.Geoph.Res.*,90:9953-9960.
- BRESSAN,S.R.1977.Relatório de pesquisa.PROJETO AGUAS CLARAS. METAGO. Goiania.(inédito).
- BROD,J.A. 1988.Geologia das rochas vulcano-sedimentares da região de Indaianópolis,Go e lineamentos adjascentes. Tese de Mestrado no. 45. GEO/UnB. Brasília (inédito).
- BROD,J.A.;JOST,H. 1994.Revisão estratigráfica da região de Indaianópolis. IV Simp.Geol.Centro-Oeste. Anais.:138-141.
- BROD,J.A.;JOST,H.;JUNQUEIRA,T.C.1992.Possível correlação geoquímica entre os anfibolitos finos da borda oeste dos complexos de Canabrava, Niquelândia e Barro Alto. Cong.Bras.Geol.,37. Bol.Res.Exp.:447-448.
- BROUSSSE,R.1970.Petrologie des enclaves granulitignes, charnockitiques et ultrabásiques des laves de France. in CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34, Brasília. Anais...: 71-102. SBG, Brasília,1970.
- BURKE,K.;DEWEY,J.F.;KIDD,W.S.F.1976.Dominance of Horizontal Movements,Arc and Microcontinental Collisions During the Later Permian Regime. In: The Early History of the Earth,pp 113- 130. Edt. Windley.
- BURKE,K.;KIDD,W.S.F.1978.Were Archaean continental geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature*,272:240-241.
- CÂNDIA,M.A.F.;GÜTTLER,R.A.S.;GASPAR,J.C.1991.Formação metamórfica de coronas em rochas dos complexos máfico-ultramáficos Mangabal I e II, Goiás. *Rev.Bras.Geoc.*,20(4):305-316.
- CANDIA,M.A.F.;MAZZUCHELLI,M.;SIENA,F.1988. Coronas in olivine gabros from the Niquelandia mafic-ultramafic complex, Goiás, Brazil. Internat.Conference "Geochemical Evolution of the Continental Crust"; Poços de Caldas,Brazil. pp 281-287.
- CHOUDURI,A.;BARRUETO,H.R.1994.Major and trace elements in mafic granulites from the Virginia-Guaxupe Complex:magma source in a granulite belt, Southeastern Brazil. In Congr.Bras.Geologia, 38.Camboriú,1994. Bol. 1:252-253.
- CLARKE,G.L.;NORMAN,A.R.1993. Generation of pseudotachylites under granulite facies conditions, and its preservation during cooling. *Jour.Metam.Geol.*,11:319-335.
- COELHO,C.E.S.;DARDENNE,M.A.;SIMÕES,L.A.;GONZAGA,G.M. 1985. O conglomerado diamantífero da Serra Dourada, Goiás. Simpósio Geol.Centro-Oeste, 2; Anais.:39-64.
- COLEMAN,R.G.1971.Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.*Journ.Geoph.Res.*,76(5): 1212- 1222.
- COLEMAN,R.G.1977. Ophiolites - Ancient Oceanic Lithosphere? In *Minerals and Rocks*,12. Edt P.J.Wyllie.
- CONDIE,K.C.1989. Plate tectonics & crustal evolution. Pergamon Press, 3rd. Edition.
- CONDIE,K.C.1991.Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related? *Precambrian Research*,51:161-172.

- CORDANI,U.G. 1981. Considerações sobre o "Craton do Paramirin e indicação de um modelo de evolução geológica da América do Sul, com base na acreção continental. In SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1:51-55. Salvador,BA,1981.Anais...Salvador, SBG.
- CORDANI,U.G.;HASUI,Y. 1975. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. In: CARTA GEOL. BRASIL MILIONESIMO, SD-22. Brasília,DNPM.
- CORDANI,U.G.;TEIXEIRA,W.;TASSINARI,C.;KAWASHITA,K.;SATO,K.1988.The growth of the brazilian shield.Episodes,11(3):163-164.
- CORREIA,C.T.1994. Petrologia do Complexo Cana Brava, Goiás. Tese de doutoramento, IG/USP (inédita).
- COSTA,J.B.S.;HASUI,Y.;GORAYEB,P.S.S.1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás na região de Paraíso do Norte - Grupi, GO. Cong.bras.geol.,35. Anais.. v.5:2187-2196.
- COSTA,J.B.S.;HASUI,Y.;HARALYI,N.L.E.1988. A zona de articulação dos Blocos Brasília e Araguacema no Centro- Norte de Goiás. Cong.Bras.Geol.,35. Anais.. v.5:2197-2207.
- COSTA,J.B.S.;HASUI,Y.1988. Aspecto do lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional - Natividade, GO. Cong.Bras.Geol.,35. Anais..v.5:2208-2216.
- COSTA,L.A.M.;ANGEIRAS,A.G.;VALENÇA,J.G.;STEVENAZZI,V.1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. UFRJ-IG, Bol.Geologia, 5:3-34.
- COSTA,L.A.M. et al.1976. Projeto Leste do Tocantins - Oeste do São Francisc. DNPM/CPRM/PROSPEC. Relatório inédito.
- COWARD,M.P.;JAMES,P.R.;WRIGHT,L.1976. Northern margin of the Limpopo Belt, Southern Africa. Geol.Soc.Amer.Bull.87:601-611.
- COX,K.G.;BELL,J.D.;PANKHURST,R.J.1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London.
- DANNI,J.C.M. 1988. Os greenstone belts da Província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. Rev.Bras.Geoc.,18(4):381-390.
- DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.;FUCK,R.A.;RIBEIRO,M.J.1973.Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada (Goiás,Brasil). Rev.Bras. Geoc. 3(3):160-180.
- DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.;FUCK,R.A. 1981b. Geologia da região de Goiás,GO: O greenstone belt Serra de Santa Rita e a Sequência Serra de Cantagalo. In Simpósio de Geologia do Centro-Oeste,1. Ata.:265-280. SBG,Goiânia.
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A. 1981. Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da Margem Ocidental do Craton do São Francisco. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SAO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS; Salvador,1979.
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.;KUYUMJIAN,R.M.;LEONARDOS,O.H.;WINGE,M.1984. O Complexo de Barro Alto na Região de Ceres- Rubiataba, Goiás. Rev.Bras.Geoc. 14(2):128-136.
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.;LEONARDOS,O.H.1982.Archaeon and Lower Proterozoic Units in Central Brazil.Geol.Rundschau,71(1):291-317.
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.;WINGE,M.1981. Geologia do Greenstone Belt de Goiás, do Grupo Araxá na Sa. Dourada e do Complexo Barro Alto na região de Goianésia. In: SIMP. GEOL. CENTRO- OESTE,1, Goiania, 1981.Roteiro da Excursão n.1. ,SBG.
- DANNI,J.C.M.;JOST,H.;WINGE,M.;ANDRADE,G.F.1986. Aspectos da evoluçãode terrenos granito-greenstone: exemplo da Região de Hidrolina, GO. in CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia,1986. Anais... Goiânia, SBG. 2:570-584.
- DANNI,J.C.M.;KUYUMJIAN,R.M. 1984. A origem dos anfibolitos basais da sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia; Goiás. In : CONG.BRAS.GEOL.,33,Rio de Janeiro,1984. Anais...Rio de Janeiro,SBG,pp: 4.126-4.136.
- DANNI,J.C.M.;LEONARDOS,O.H. 1980. The Niquelandia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anorthosite-metavolcanic associations.
- DANNI,J.C.M.;LEONARDOS,O.H. 1978. As sequências granulítica, anortositica-anfibolítica e ultramáfica da Região de Niquelândia. In: CONG.BRAS.GEOL.,30,Recife,1978. Bol. Resumos... Recife, SBG, p45.
- DANNI,J.C.M.;LEONARDOS,O.H. 1980. Granulite Metamorphism and Deformation in Ancient Composite Layered Intrusions: The Niquelandia Complex, Brazil. In: INTERN.GEOL.CONGRESS,26, Paris,1980. Abstracts...V.1,p35.p7
- DANNI,J.C.M.;TEIXEIRA,N.A. 1981.Características e sistematização das associações de rochas máficas e ultramáficas pré-cambrianas no Estado de Goiás. In:SIMP.GEOL.CENTRO-OESTE,1, Goiânia,1981. Atas... Goiânia, SBG:376-403.
- DARDENNE,M.A. 1978.Zonação tectônica na borda ocidental do Craton do São Francisco. Cong.Bras.Geol.,30. Anais..vol.1:299-308. Recife.
- DARDENNE,M.A.;DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.1981. Revisão estratigrafica do Grupo Araxá na Região da Serra Dourada- GO. In: SIMPOSIO GEOL. CENTRO-OESTE,1,Goiânia,1981. Atas...Goiânia, SBG:664-678.
- DE BARI,S.M.;COLEMAN,R.G.1989. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. J. Geophys. Res.,94:4373-4391.

- De WAARD,D.1974. Petrology and structure of some North American Anorthosite Massifs. In:Géologie des Domaines Cristallins: 324-332. Soc.Géol. de Belgique,Liège.
- De WAARD,D.;DUCHESNE,J.C.;MICHOT,J.1974. Anorthosites and their environment. In:Géologie des Domaines Cristallins. Soc.Géol. de Belgique,Liège.
- DE WIT,M.J.;ROERING,C.;HART,R.J.;ARMSTRONG,R.A.;RONDE,C.E.J.;GREEN,R.W.;TREDoux,M.;PEDERBY,E.;HART,R.A. 1992. Formation of an Archaean continent. Nature, 357:553-562.
- DUCHESNE,J.C.;MICHOT,J.1974. The Anorthosite problem with respect to the Norwegian plutons. In:Géologie des Domaines Cristallins: 333-346. Soc.Géol. de Belgique,Liège.
- DEWEY,F.F.;WINDLEY,B.F.1981. Growth and differentiation of the continental crust. Phil.Trans.R.Lond. A301:189-206.
- DEWEY,J.F. 1988.Extensional collapse of orogens. Tectonics,7(6):1123-1239.
- DEWEY,J.F.;BURKE,K.C.A.1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. Journal of Geology. 81:683-692.
- DRAGO,V.A.;PINTO,A.C.;SIMÕES,M.A.;BEZERRA,P.L.;MONTALVÃO,R.M.G.;PRADO,P.;TASSINARI,C.C.G.;HILDRED,P.R.1981.Síntese da geologia pre-cambriana da Folha SD.22 Goiás. In: SIMP.GEOL.CENTRO-OESTE,1,Goiânia,1981. Atas... Goiânia- SBG:30-52.
- DRAKE,A.A. 1980. The Serra de Caldas Window, Goiás. In: TECTONIC STUDIES IN THE BRAZILIAN SHIELD; Geol.Surv.Prof.Paper 1119A; USGS.
- DREHER,A.M.;GIRARDI,V.A.;COMIN-CHIARMONTI,P.1989. Petrologia dos rodingitos do Complexo Máfico-ultramáfico de Canabrava, Goiás. Rev.Bras.Geoc.19(2):224-236.
- DROOP,G.T.R.;BUCHER-NURMINEN,K.1984. Reaction Textures and Metamorphic Evolution of Sapphirine-bearing Granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. Journal of Petrology 25(3):766-803.
- EBERT,H.1968.Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. Anais da Acad.Bras.Ciências,40(supl.):215-229.
- EDWARDS,J.D.;SANTOGROSSI,P.A.1989.Summary and conclusions in Divergent/Passive Margin. AAPG Meoir,48:p241.
- EKLUND,O.1994.Magma mixing, the petrogenetic link between Anorthositic Suites and Rapakivi Granites, Åland, SW Finland. Miner.&Petrology,50:3-19.
- ELLIS,D.J. 1987.Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. Geology,15:167-170.
- ELLIS,D.J.; GREEN,D.H. 1985. Garnet-forming reactions in mafic granulites from Enderby Land, Antarctica - Implications for geothermometry and geobarometry. Journal of Petrology, 26(3):633-662.
- EMSLIE,R.F.1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late proterozoic rifting of North America. Prec.Research, 7:61-98.
- ENGEL,C.G.;FISHER,R.L.1975. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean. Geol.Soc.Amer.Bull.,86:1553-1578.
- ENGLAND,P.C.;THOMPSON,A.B.1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology,25(4):894-928.
- ENGLAND,P.C.;THOMPSON,A.B.1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: *Collision Tectonics*. Edt. Coward,M.P. & Ries,A.C. Geological Soc.Special Publ. No.19:83-94.
- ESKOLA,P.1939.Die Metamorphen Gesteine. In Die Entstehung der Gesteine. by Tom Barth,C.W. Correns and P.Eskola: 263-407.
- ESSENE,E.J.1982. Geologic thermometry and barometry. In: Characterization of metamorphism through mineral equilibria (Edited by Ferry,J.M.). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 10, pp.153-206.
- FARIA,A.;MARINI,O.J.M.;WINGE,M.;KUYUMJIAN,R.M.;FIGUEIREDO,A.N.1986.Geologia da região de São Domingos, Leste de Goiás. Cong. Bras. Geol., 34. Anais.,2:861-875.
- FERREIRA FILHO,C.F.;FAWCETT,J.J.;NALDRETT,A.J.1992c.The hercynite and quartz equilibria assemblages from the Niquelandia layered mafic- ultramafic complex,Brazil: petrology and tectonic implications. GSA 1992 Annual Meeting, Abstracts with Programs,pp.A265-266
- FERREIRA FILHO,C.F.;KAMO,A.L.;FUCK,R.A.;KROGH,T.E.;NALDRETT,A.J.1994a. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. Prec.Research,68:241-255.
- FERREIRA FILHO,C.F.;NALDRETT,A.J. 1991. O Complexo Máfico-ultramáfico de Niquelândia,Goiás; implicações para um modelo tectônico-petroológico. Bol.Inform. 14:1- 26,SBG-Núcleo Centro- Oeste,Goiânia.
- FERREIRA FILHO,C.F.;NALDRETT,A.J.1993. O complexo acamadado máfico-ultramáfico de Niquelândia revisitado: ambiente tectônico e potencial para depósitos de EGP. I Encontro Brasileiro de EGP: 25-28.SBG/Núcleo de Brasília & PICG/ Proj.336,Brasília,1993.
- FERREIRA FILHO,C.F.;NALDRETT,A.J.,GORTON,M.P.1994b. REE,and pyroxene compositional variation across the Niquelandia mafic and ultramafic layered intrusion, Brazil: constraints and fractionation models and primary liquid compositions. Inédito.

- FERREIRA FILHO,C.F.;NALDRETT,A.J.;FAWCETT,J.J.1992b.Prograde metamorphism in the Niquelandia Layered Complex, Brazil: Evidence for an oblique cross section through the Precambrian Continental Crust. GSA 1992 Annual Meeting, Abstr. with Programs, p A179.
- FERREIRA FILHO,C.F.;NILSON,A.A.;NALDRETT,A.J.1992a. The Niquelandia mafic- ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite x stratiform controversy based on new geological and structural data. Precamb.Res.59:125-143.
- FIGUEIREDO,A.N. 1978. Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás. Brasília,GEO- UnB,1978. Tese de Mestrado, (Inédita).
- FIGUEIREDO,A.N.;MOTTA,J.;MARQUES,V.J.1975. Estudo comparativo entre os complexos de Barro Alto e do Tocantins, Goiás. Rev.Bras.Geoc.,5 (1):15-29; São Paulo,SBG.
- FIGUEIREDO,A.N.;NILSON,A.A.;MOTTA,J.;BAETA Jr,J.D.A.;ROSITO,J.;ARAÚJO,V.A.1970.Excursões n.1 e 2:Barro Alto e Niquelândia. In:CONG.BRAS.GEOL.,24,Brasília,1970. Bol.Esp.2:11-37.
- FIGUEIREDO,J.A.;LEÃO NETO,R.;VALENTE,C.R.1981.Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu, ePb da Região de Palmeirópolis, GO. In: Simp. Geol. Centro Oeste,1. Ata...Goiânia,SBG,pp 422-441.
- FIGUEIREDO,M.C.H. 1981. Geoquímica das Rochas Metamórficas de Alto Grau do Nordeste da Bahia-Brasil. In. Textos Básicos, 4V: 1-71. Salvador-SME/CPM.
- FIGUEIREDO,M.C.H. 1985.Introdução à geoquímica dos Elementos Terras Raras. Bol. IG.USP,16:15-31. (Série Científica)
- FIGUEIREDO,M.C.H.;BARBOSA,J.S.F.1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Craton do São Francisco. In: O Cráton do São Francisco, pp.63-85, Edt. J.M.L.Dominguez & A. Misi. SBG/SGM/CNPq, Salvador.
- FRUTOS,J. 1980. Andean Tectonics as a Consequence of Sea-floor Spreading. Tectonophysics, 72:T21-T32.
- FUCK,R.A. 1994.A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. IV Simp.Geol.Centro-Oeste, Resumos:184-187.
- FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;WINGE,M.;ANDRADE,G.F.;BARREIRA,C.F.;LEONARDOS,O.H.;KUYUMJIAN,R.M. 1981. Geologia da Região de Goianésia. In: SIMP.GEOL.CENTRO-OESTE,1,Goiânia,1981.Atas...Goiânia - SBG; pp 447-467.
- FUCK,R.A.;JARDIM DE SÁ,E.F.;PIMENTEL,M.M.;DARDENNE,M.A.;SOARES,A.C.P.1993. As faixas de dobramento marginais do Craton do São Francisco. In: O Craton do São Francisco.Edt J.M.L.Dominguez, A.Misi. SBG/SGM/CNPq. Salvador,BA.
- FUCK,R.A.;LEONARDOS,O.H.;DANNI,J.C.M.;WINGE,M.1985. The Barro Alto Complex of Central Brazil. In: Tectonics and Geochemistry of Early to Middle Proterozoic Fold Belts, Darwin, Australia. Program and Abstracts.
- FUCK,R.A.;MARINI,O.J. 1979. Projeto São Félix - Geologia da Folha Córrego São Bento. Convênio UnB-Eletronorte. GEO/UnB (inédito).
- FUCK,R.A.;MARINI,O.J.;DARDENNE,M.A.;FIGUEIREDO,A.N.1988.Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na Região de Colinas,Goiás. Rev.Bras.Geoc.18(1):56-62.
- FUCK,R.A.;NEVES,B.B.B.;CORDANI,U.G.;KAWASHITA,K. 1988. Rb-Sr measurements on metamorphic rocks from the Barro Alto Complex,Goiás,Brazil. Internat. Conference "Geochem. Evolution of the Continental Crust"; abstracts:131-138. Poços de Caldas, Brazil,1988.
- FUCK,R.A.;NEVES,B.B.B.;CORDANI,U.G.;KAWASHITA,K. 1989.Geocronologia Rb/Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidencia de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central.Geochem.Brasil.3(2):125-140.
- FUCK,R.A.;PIMENTEL,M.M. 1990. Geocronologia de rochas gnaissicas da área de Mossamedes-Sanclerlândia, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 36, Natal,RN. SBG; Bol.Resumos,p 333.
- FUGI,M.Y.1989. REE Geochemistry and Sm/Nd Geochronology of the Cana Brava Complex, Brazil. Master thesis; Kobe University, Japan.
- FYFE,W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Phil.Trans.R.Soc.Lond.A. 273:457-461.
- FYFE,W.S.;LEONARDOS,O.H. 1973. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian-African coasts. Nature 244:501-502.
- FYFE,W.S.;LEONARDOS,O.H.1974. Ancient Metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: The African Connection. Rev. Bras.Geoc.4:247-251.
- GIRARDI,V.A.V.;COUTINHO,J.M.V.;MATSUI,K.;SILVEIRA,T.1976. Os rodingitos do Complexo de Cana Brava,Goiás. Congresso Brasileiro de Geologia,29; São Paulo. SBG, Boletim de Resumos,pag.342.
- GIRARDI,V.A.V.;KAWASHITA,K.;BASEI,M.A.S.;CORDANI,U.G.1978. Algumas considerações sobre a evolução geológica da Região de Canabrava a partir de dados geocronológicos. In: CONG.BRAS.GEOL.,30,Recife, 1978. Recife,SBG; vol.1:337-348.
- GIRARDI,V.A.V.;KURAT,G.1982. Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - Mineral composition and evolution. Rev.Bras.Geoc.12(1-3):313-323 . ISAP
- GIRARDI,V.A.V.;RIVALENTI,G.;SIENA,F.;SINIGOI,S.1981.Precambrian Barro Alto Complex of Goiás,Brazil: bulk geochemistry and phase equilibria. N.Jb.Mineral.Abh. 142: 270-291, Stuttgart.

- GIRARDI,V.A.V.;RIVALENTI,G.;SINIGOI,S. 1986. The petrogenesis of the Niquelandia layered basic-ultrabasic Complex, Central Goias- Brazil.Jour.Petrology,27:715-744.
- GLIKSON,A.Y. 1971. Primitive archaean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. Earth Plan.Sci.Let.,12:309-320.
- GLIKSON,A.Y.;LAMBERT,I.B.1976. Vertical zonation and petrogenesis of the early precambrian crust in Western Australia. Tectonophysics,30(1976):55-89.
- GLUKOVSKIY,M.Z.;MORALEV,V.M.;KUZ'MIN,M.I.1977.Tectonic and Petrogenesis of the Catarchean Complex of Aldan Shield in Connection with the Problem of Proto-ophiolites. Geotectonics,11(6):467-475.
- GONÇALVES,H.S.;SA,A.M.1987.Folha SE.22-X-A: São Luis de Montes Belos. In: PROJETO MAPASMETALOGENÉTICOS E DE PREVISAO DE RECURSOS MINERAIS. Brasília,DNPM.
- GREEN,D.H.;RINGWOOD,A.E.1967.An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geoch.Cosmoch.Acta,34:767-833.
- GREEN,D.H.;RINGWOOD,A.E.1972. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition. Journ.Geology, 80:277-288.
- GRIFFIN,W.L.1971. Genesis of coronas in anorthosites of the Upper Jotun Nappe, Indre Sogn, Norway. J.Petr.,12:219-243.
- GRIFFIN,W.L.;MCGREGOR,V.R.;NUTMAN,A.;TAYLOR,P.;BRIDGWATER,D.1980. Early Archaean Granulite-Facies Metamorphism South of Ameralik, West Greenland. Earth Planet. Sci. Lett., 50:59-74.
- HALL,A.1987. Igneous petrology. Longman Sci. & Tchn.. Edt, UK.
- HAMILTON,W. 1987. Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. In: *Continental Extensional Tectonics*. Edt. Coward,M.P. et. al. Geological Soc.Special Publ. No.28: 155-176.
- HARALYI,N.L.E.;HASUI,Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do Sul de Goias. In: SIMP.GEOL.CENTRO- OESTE, 1, Goiânia. Atas... Goiânia,SBG: 73-92.
- HARLEY,S.L. 1984. Comparison of the garnet-orthopyroxene geobarometer with recent experimental studies and applications to natural assemblages. J.Petrology, 25: 697-712.
- HARLEY,S.L. 1989.The origins of granulites: a metamorphic perspective. Geol.Mag.126(3):215-247.
- HARRIS,N.B.W.;PEARCE,J.A.;TINDLE,A.G.1986.Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics*. Edt. Coward,M.P. & Ries,A.C. Geological Soc.Special Publ. No.19: 67-81.
- HARTMANN,L.A.1988.Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no Extremo Sul do Brasil. Geochim. Brasil.2(1):1-14.
- HASUI,Y.;ALMEIDA,F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro.São Paulo,SBG.Bol. 19(1):5-26.
- HASUI,Y.;MAGALHÃES,F.S.1990. Modelo estrutural e evolutivo da Mina de Cana Brava (Go) e sua importância. Geociências,9:1-34.
- HASUI,Y.;MIOTO,J.A.1988.A zona sismogênica de Porangatu. Cong.Bras.Geol.,35. Anais...,v.5:2173-2186.
- HEKINIAN,R.,1982. Petrology of the Ocean Floor. Elsevier: Oceanography Series,33. Oxford.
- HEKINIAN,R.;FEVRIER,M.;BISCHOFF,J.L.;PICOT,P.;SHANKS,W.C.1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21N. Science,20: 1433-1444.
- HELGASON,J.1985. Shifts of the plate boundary in Iceland,some aspects of tertiary volcanism. Journ.Geoph.Res.,90:1084-1092.
- HERZBERG,C.T.;FYFE,W.S.;CARR,M.J. 1983. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. Contrib Mineral Petrol(1983)84:1-5.
- HOPPER,J.R.;MUTTER,J.C.;LARSON,R.L.;MUTTER,C.Z.;NORTHWEST AUSTRALIA STUDY GROUP.1992. Magmatism and rift margin evolution : Evidence from northwest Australia. Geology,20:853-857.
- IRVINE,T.N.;BARAGAR,W.R.A.1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can.Jour.Earth Sci;8:523-548.
- ISHIWATARI,A.1985. Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. Journ..Petrol.,26: 1-30.
- ISHIWATARI,A.1985.Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: evidence for unusually thick Oceanic crust. Journ. Petrol.,26(1): 1-30.
- ISHIWATARI,A.1991.Ophiolites in the Japanese islands:Typical segment of the circum-Pacific multiple ophiolite belts.Episodes,14(3):274-279.
- ISHIZUKA,H.1985.Prograde Metamorphism of the Horokauai Ophiolite in the Kamuikotan Zone, Hokkaido,Japan. Journ.Petrol.26:391- 717.
- JACKSON,J.A.1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature,283:343-346.
- JAIME Filho,O.1981. Projeto Canabrava-Porto Real (síntese). Bol. SBG/Núcleo Centro-Oeste,10:129-156
- JANSEN,J.B.H.;BLOK,R.J.P.;BOS,A.;SCHEELINSG,M.1985. Geothermometry and geobarometry in Rogaland and preliminary results from the Bamble Area, S.Norway. In: The deep proterozoic in the North Atlantic Provinces, A.C.Tobi & J.L.R.Touret ed

- JENSEN, L.S.1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Dept. Of Mines; Ontario. Miscellaneous Paper,66.
- JOHANNES,W.;HOLTZ,F.1990.Formation and composition of H<sub>2</sub>O- understurated granitic melts. In High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. Edt J.R.Ashwoth,M.Brown.Unwin Hyman. pp.87- 104.
- KATZ,M.B. 1972. The nomenclature of granulite facies rocks. N.Jb.Mineral.Monatsh;1972:152-159.
- KATZ,M.B. 1976. Early precambrian granulites-greenstones, transform mobile belts and ridge-rifts on early crust? In: WINDLEY,B.ed. The early history of the earth. John Willy & Sons Publ.,pp .
- KATZ,M.B. 1985. The tectonics of precambrian craton-mobile belts:progressive deformation of polygonal miniplates. Precamb.Res.,27:307-319.
- KAZANSKY,V.I.;MORALEV,V.M.1981. Archaean geology and metallogenyof the Aldan Shield, USSR. In: ARCHAEOAN GEOLOGY, 2nd. Intern. Symposium. Spec.Publs.Geol. Soc. Austr.7:112-120.
- KIANG,C.H.;MIRANDA,F.P.;MAGALHÃES,L.;ALKMIN,F.F.1988.Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. Cong.Bras. Geol.,35. Anais..v.5:2076-2090.
- KING,L.1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev.Bras.Geografia,2. Rio de Janeiro.
- KRÖNER,A. 1979. Precambrian crustal evolution in the light of plate tectonics and the undation theory. Geol.Mijnbouw,58:(2):231-240.
- KRÖNER,A. 1982, Archaean to early proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. Rev.Bras.Geoc.12(1-3):15-31.ISAP- International Symposium on Archaean and Early Proterozoic Geology Evolution and Metalogenesis.
- KRÖNER,A. 1991.African linkage of Precambrian Sri Lanka. Geol. Rundschau, 80(2):429-440.
- KUNO,H.1968.Differentiation of basalt magmas. In: Hess & Podervart,1967-8: 623-688.
- KUSZNIR,N.J.; PARK,R.G.1987.The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient and crustal composition and thickness. In: *Continental Extensional Tectonics*. Edt. Coward,M.P. et. al. Geological Soc.Special Publ. No.28:19-34.
- KUYUMJIAN,R.M.;DANNI,J.C.M.1991. Geoquímica de anfibolitos da Sequência de Juscelândia, Goiás: implicações geotectônicas. Rev. Bras. Geoc.,21(3):218-223.
- LACERDA FILHO,J.V.;OLIVEIRA,C.C.1994a.Geologia da Região Sudeste de Goiás. IV Simp.Geol.Centro-Oeste..Resumos:157-160.
- LACERDA FILHO,J.V.;OLIVEIRA,C.C.1994b.Gênese e evolução geológica das rochas granitóides da Região Sul de Goiás. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38.Camboriú,1994. Bol. 1:146-147.
- LAMB,W.;VALLEY,J.W. 1984. Metamorphism of reduced granulites in low-CO<sub>2</sub> vapour-free environment. Nature, 312:56-58.
- LAMB,W.M.;VALLEY,J.W.;BROWN,P.E.1987. Post-metamorphic CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in granulites. Cont.Min.Petr.96:485-495.
- LAMBERT,I.B.1982. Early geobiochemical evolution of the Earth. Rev.Bras.Geoc.12(1-3):32-38. ISAP:International Symposium on Archaean and Early Proterozoic Geology Evolution and Metalogenesis.
- LE BAS,M.J.;LE MAITRE,R.W.;STRECKEISEN,A.1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram.Journal.Petrol.,27(3):745-750.
- LE MAITRE,R.W.1984. A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. Austral.Journal.Earth.Sci.,31:243-255.
- LEONARDOS,O.H.;DANNI,J.C.M.;VEIGA,A.T. 1979. Pseudo-taquilitos em granulitos de Niquelândia, Goiás. Bol.Mineral.,6:51- 54.Recife.
- LEONARDOS,O.H.;FYFE,W.S.;1974. Ultrametamorphism and Melting of a Continental Margin:The Rio de Janeiro Region,Brazil. Contr. Miner. Petrol. 49:201-214.
- LEONARDOS,O.H.;JOST,H.;FUCK,R.A.;BARROS,J.C.1986. Mapa geológico da Região de Santa Cruz, Goiás. (IG/UnB; inédito).
- LEONARDOS,O.H.;JOST,H.;FUCK,R.A.;BARROS,J.C.1990. Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. In Cong.Bras.Geologia,36. Bol. Resumos:338. SBG, Natal.
- LEYRELOUP,A.;LASNIER,B.;MARCHAND.1975.Retrograde corona forming reactions in high pressure granulite facies rocks. Pétrol.1:43-45
- MACHADO,E.C.;SOUZA,C.J.M.;SILVA,M.A.;BERBERT,C.O.1981. Projeto Porangatu - Etapa II. Relatório Final. CPRM/DNPM (inédito).
- MACHADO,N.;SCHRANK,A.;ABREU,F.R.;KNAUER,L.G.;ABREU,P.A.A.1989.Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço meridional. In: Simp.Geol.Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, Anais... SBG-Núcleo MG, Bol.10:171-174.
- MANIAR,P.D.;PICCOLI,P.M.1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol.Soc.America Bull.,101:635-643.
- MARANGONI,Y.R.1994. Modelo Crustal para o Norte de Goiás a partir de dados gravimétricos.Tese de Doutorado. IAG-USP (inédito).
- MARINI,O.J. 1974. Mapa geológico do Projeto Serra Dourada. Escala 1:50.000.Convênio DNPM/UnB (inédito).

- MARINI,O.J.;BOTELHO,N.F.;MACAMBIRA,M.J.B.1985. Idade do Granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. 2o.Simp.Geol.Centro-Oeste, Ata.:90-106. SBG,Goiânia.
- MARINI,O.J.;BOTELHO,N.F.;ROSSI,P.1994.Elementos Terras Raras em granitóides da Província Estanífera de Goiás. Rev.Br.Geoc.22:61-72.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.;LOGUERCIO,S.O.C.;RAMALHO,R.1984a. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: GEOLOGIA DO BRASIL, DNPM; Brasília,1984.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In:SIMP.SOBRE O CRATON DO SAO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador,1981.Anais...Salvador, SBG; pp 110-5.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DARDENNE,M.A.;DANNI,J.C.M. 1984b. PROVINCIA TOCANTINS, Setores Central e Sudeste. In: O Pré-Cambriano do Brasil; pp 204-264. Edt. Edgard Blucher, São Paulo.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DARDENNE,M.A.;FARIA,A.1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. Rev.Bras. Geoc.,7:304-324.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DARDENNE,M.A.;TEIXEIRA,N.A.1978.Dobramentos da borda oeste do craton do São Francisco. In:Reunião prepar. Simpósio do Craton São Francisco e suas Faixas Marginais; 1977. Salvador, SBG-Publ.Esp.,3:155-204.
- MARINI,O.J.;LIBERAL,O.J.;REIS,L.T.;TRINDADE,C.A.H.;SOUZA,S.L.1978.Nova unidade lito-estratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. Congresso Bras.Geologia,39. Bol.Esp.1:126-127. Anais.. SBG, Recife.
- MARSH,B.D.;GUNNARSSON,B.;CONGDON,R.;CARMODY,R.1991.Hawaiian basalt and Icelandic rhyolite:indicators of differentiation and partial melting. Geol.Rundschau 80(2):481-510.
- MARTIGNOLE,J.1979. Charnokite genesis and the Proterozoic crust. Prec.Research,9:303-310.
- MARTIN,H.1987.Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. ISGAM. Rev.Bras.Geoc. 17(4):360- 365.
- MARTIN,H.1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - Comparison with modern processes. Lithos,30:373-388.
- MATSUI,K.;GIRARDI,V.A.V.;BASEI,M.A.S.;HASUI,Y.1976.Idades K/Ar do Complexo básico-ultrabásico de Cana Brava - Goiás. Cong.Bras.Geol.,Anais.,4:269-277. Ouro Preto, MG.
- McLENNAN,S.M.;TAYLOR,S.R.1982. Geochemical constraints on the growth of the continental crust.Journal.Geol.,90(4):347-361.
- MEDARIS,Jr.,L.G.;WANG,J.F.;MISAR,Z.;JELINEK,E.1990. Thermobarometry, diffusion modelling and cooling rates of crustal garnet peridotites: Two examples from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. Lithos, 25:189-202.
- MEHNERT, K.R. 1968. MIGMATITES and the origin of Granitic Rocks. Elsevier Publ.Co.
- MEHNERT,K.R. 1972. Granulites - Results of a discussion II. N.Jb.Mineral.Monatsh;1972:139-150.
- MESCHÉDE,M.1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem.Geology,56: 207-218.
- MILLIOTI,C.A.1994. Chromite and Platinum Mineralization at Morro Feio and Niquelândia, Brazil. Tese de Doutorado. Institut für Gersissenschaften, Montanuniversität Leoben, Österreich.
- MIYASHIRO,A.1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd.
- MIYASHIRO,A.1973. The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an island arc.Earth.Plan.Sci.Lett.,19:218-224.North- Holland.Publ.Comp.
- MONTALVÃO,R.M.;OJIMA,S.K.;DRAGO,V.A.1985.Origem dos anfibolitos e granulitos da Folha SE22-Goiânia. In:SIMP.GEOL.CENTRO-OESTE,2, Goiânia,1985; Ata... Goiânia,SBG; PP149-173.
- MOORBATH,S. 1984.Origin of granulites. Nature.312:290.
- MORAES,R. 1992. Metamorfismo e deformação da Sequência Vulcano-sedimentar Juscelândia, Goiás, e geoquímica de seus anfibolitos. Dissertação de Mestrado No. 75, IG/UnB (inédito).
- MORAES,R.;FUCK,R.A.1992a.A geoquímica dos anfibolitos da sequência vulcano-sedimentar Juscelândia, Goiás. Congresso Bras.Geol.,37. Bol.Resumos,v.2:27. SBG,São Paulo.
- MORAES,R.;FUCK,R.A.1992b. As relações entre deformação e metamorfismo nas sequências Juscelândia e Serra da Malacacheta, Complexo de Barro Alto, Goiás. Congresso Bras.Geol.,37. Bol.Resumos Exp.,v.1:413-414. SBG,São Paulo.
- MORAES,R.;VASCONCELLOS,A.C.B.C.;FUCK,R.A.1994. Uma descontinuidade metamórfica no Complexo Barro Alto : evidência para sua compartimentação? IV Simp.Geol.Centro-Oeste; Resumos: 135-137. Brasília, SBG, 1944.
- MOTTA,J.;ARAÚJO,V.A.;MELLO,J.C.R. 1972. Projeto Niquelândia. DNPM/CPRM. Goiânia.(inédito)
- MOTTA,J.;LINDENMAYER,D.;SILVEIRA,N.C. 1969. Nota preliminar sobre a geologia do Maciço São José do Tocantins, Niquelândia, goiás. XXIII Cong.Bras.Geol.; Bol.Esp. 1:31-32.
- MOTTA,J.;LINDENMAYER,D.;SILVEIRA,N.C. 1970. Geologia do Maciço São José do Tocantins. XXIV Cong.Bras.Geol.; Roteiro Excursão, Bol.Esp 2:32-37.
- MULLEN,E.D.1983. MnO/ TiO<sub>2</sub> /P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis. Earth Planet.Sci.Lett., 62:53-62.



- MUTTER, J.C.; BUCK, W.R.; ZEHNDER, C.M. 1988. Convective partial melting. 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Jour. Geoph. Res.* 93:1031-1048.
- MYERS, J.S. 1976. Granitoid sheets, thrusting and Archaean crustal thickening in West Greenland. *Geology*, 4(5):265-268.
- layered intrusions and ophiolite complexes. *Econ. Geol.* 84:180-187.
- NELSON, E.P.; FORSYTHE, R.D. 1989. Ridge collision at convergent margins: implications for Archaean and post-Archaean crustal growth. *Tectonophysics*, 161:307-315. *Els. Sci. Publ. B.V. Amsterdam*.
- NEVES, B.B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.* 9:71-85.
- NEWTON, R.C. 1972. An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *Journal of Geology*, 80:398-420.
- NEWTON, R.C. 1990. Fluids and melting in the Archaean deep crust of southern India. In *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Edt J.R. Ashworth, M. Brown. Unwin Hyman. pp.149-179.
- NEWTON, R.C. 1990. Fluids and shear zones in the deep crust. *Tectonophysics*, 182: 21-37.
- NEWTON, R.C.; SMITH, J.V.; WINDLEY, B.W. 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* 288:45-50.
- NICOLAS, A. 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. In *Petrology and Structural Geology*, vol. 4., London.
- NILSON, A.A. 1984. Relatório técnico do Projeto "Estudo de complexos máfico-ultramáficos e sequências metassedimentares e/ou vulcano-sedimentares vizinhas, no Centro- Sul de Goiás, Inédito, CNPq, Brasília.
- NILSON, A.A. 1992. Geologia e petrologia do complexo máfico- ultramáfico de Aguas Claras, Centro-Sul de Goiás. *Congresso Bras. Geol.*, 37, Bol. Resumos, 1:457. SBG, São Paulo.
- NILSON, A.A. 1984. Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás - Geoquímica de Rochas e Implicações Petrogenéticas. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Rio de Janeiro, SBG. pp.4204-.
- NILSON, A.A. 1984. O Atual Estágio de Conhecimento dos Complexos Máfico-Ultramáficos Pré-Cambrianos do Brasil - Uma Avaliação. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Rio de Janeiro, SBG. pp.4166-4203.
- NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F.; FERREIRA FILHO, C.F. 1994. Rifteamento meso-proterozóico no Centro-norte de Goiás. In: *Congr. Brasil. Geol.*, 38. Bol. Resumos:258-9.
- NILSON, A.A.; FERREIRA, C.F. 1993. Complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia - Goiás. *Geologia e roteiro de excursão. Encontro Brasileiro sobre o Grupo da Platina*, 1. Brasília, 1993.
- NILSON, A.A.; FERREIRA, C.F.; FIGUEIREDO, A.N.; et alii. 1988. Mapa geológico da Região de Faina, GO. Esc. 1/50.000 (GEO/Unb - inédito).
- NILSON, A.A.; MISRA, K.C. 1993. Podiform chromite in serpentinites from the Goiás ophiolitic melange, Central Brazil. *TERRA Abst.*, 5:38.
- NILSON, A.A.; MOTTA, J. 1969. Geologia da área Goianira- Trindade, Goiás. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Bol. 133.
- NISBET, E.G. 1987. THE YOUNG EARTH. An Introduction to Archaean Geology. Allen & Unwin Edt.
- NUCLEBRÁS. 1978. Programa Amorinópolis - mapeamento Geológico em 1:250.000. (inédito).
- NUNES, N.S.V. 1990. Geologia e potencial mineral da Região de Anicuns-GO. Tese de Mestrado; UnB, Brasília (inédito).
- NUNES, N.S.V. 1993. Petroquímica das rochas ultramáficas e máficas da Sequência Anicuns-Itaberaí na região de Anicuns. *Cong. Bras. Geoquímica*, 4. Anais.:08-11.
- NUNES, N.S.V.; LEONARDOS, O.H. 1991. Geologia da região aurífera de Anicuns. III Simposio de Geologia do Centro-Oeste. Anais...p.20-28. SBG; Cuiabá, MT, 1991.
- OHNENSTETTER, D.; OHNENSTETTER, M.; ROCCI, G. 1975. Tholeitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Petrologie I*, 4:291-317.
- OLIVEIRA, A.M., 1993. Petrografia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para elementos do grupo da platina (EGP) do Complexo Barro Alto, na Região de Goianésia, Goiás. Dissertação de Mestrado Nº 82, IG/UnB (inédito).
- OLIVEIRA, A.M.; JOST, H. 1992. Estratigrafia da sequência granulítica do Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, GO. *Congresso Bras. Geol.*, 37, Bol. Resumos, 1:446-447. SBG, São Paulo.
- OLIVEIRA, C.C.; BITTAR, N. 1971. Geologia das Folhas de Itauçu, Palmeiras de Goiás e Cesarina e Cadastramento de Materiais de Construção da Área Goiânia-Trindade. Projeto Bandeirante. Goiânia, CPRM (inédito).
- OSKARSSON, N.; SIGVALDASON, G.E.; STEINTHORSSON, S. 1982. A dynamic Model of Rift Zone Petrogenesis and the Regional Petrology of Iceland. *Journ. Petrology*, 23(1):28-74.
- OSKARSSON, N.; STEINTHORSSON, S.; SIGVALDASON, G.E. 1985. Iceland Geochemical Anomaly: Origin, Volcanotectonics, Chemical Fractionation and Isotope Evolution of the Crust. *Journ. Geoph. Research*, 90:1012-1025.
- PARK, R.G. 1981. Origin of horizontal structure in high-grade archaean terrains. in *ARCHAEAN GEOLOGY*, 2nd. Intern. Symposium. Spec. Publs. Geol. Soc. Austr., 7:481-490.

- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Lett.* 19:290-300.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.*, 25:956-983.
- PEARCE, J.A.; NORR, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69:33-47.
- PECORA, W.T.; BARBOSA, A.L.M. 1944. Jazidas de níquel e de cobalto de São José de Tocantins, Estado de Goiás. *DNPM/DFPM, Boletim* 64.
- PENNA, G.S. 1974. Geologia da área do Projeto Goiânia II. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais... P. Alegre, SBG*, v. 4, pp37-50.
- PEREIRA, A.D.C.; TAKAHASHI, A.T.; PENA, G.C.; OGUINO, K.; FERREIRA NETO, M.H.; ARAÚJO, V.A. 1980. Geologia da Região Sul-sudoeste de Goiás e partes do Leste Matogrossense e do Triângulo Mineiro-PROJETO GOIÁKKA. *Serie Geol.*, 16; *S. Geol. Bas.*, 12. Brasília, DNPM.
- PFRIMER, A.A.; CANDIA, M.A.; TEIXEIRA, N.A. 1981. Geologia e mineralizações de Níquel-Cobre-Cobalto dos Complexos Máficos-ultramáficos de Mangabal I e II. In: *SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 1, Goiania, 1981. *Atas... Goiania-SBG*: 493- 516.
- PHILPOTTS, A.R. 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall Edt.
- PIMENTEL, M.M. 1992. Rápido soerguimento da crosta continental no final da Orogênese Brasileira no Oeste de Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. Vol 1- Simpósios: 312-313.
- PIMENTEL, M.M. 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozóico no Gnaiss Ribeirão, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37.. Vol. 2-Sessões Temáticas: 186-187.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; MACHADO, N.; FUCK, R.F.; RIBEIRO, R.K.; VIANA, M.G. 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da Região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica Neoproterozóica no Centro-Oeste. In: *Congr. Bras. Geoquímica*, Brasília. *Bol. Resumos*: 255-258.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1987. Late proterozoic granitic magmatism in Southwestern Goias, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4):412-425.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da Região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.* 17(1):2-14.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1991a. Idades U-Pb em zircão de meta- riolito do Grupo Araí e granitos associados. *Bol. Inform.* 14:41- 52. SBG-Núcleo Centro-Oeste, Goiânia.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1991b. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in Western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. *Geoch. Brasil* 5(1/2):133-152.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; JOST, H. 1990. Idade U-Pb do diorito de Posselândia, Hidrolina, Goiás. *Boletim de Resumos do 36 Congr. Bras. Geologia*, pp339. SBG, Natal, 1990.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. 1992. Idade do meta-riolito da Sequência de Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo Geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm- Nd. *Anais Acad. Bras. Ciências* 64(1):19-28.
- POWELL, R.; HOLLAND, T.J.B. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamorphic Geol.*, 6:173-204.
- PROTHERO, D.R. 1982. Interpreting the stratigraphic record. Appendix A: North american stratigraphic Code. W.H. Freeman & Co, NY.
- RIBEIRO FILHO, W.; LACERDA FILHO, J.V. 1985. Geologia da Região de Santa Terezinha de Goiás. *Simp. Geol. Centro-Oeste*, 2, pp 174-184.
- RIBEIRO FILHO, W.; TEIXEIRA, N.A. 1981. Sequência vulcano- sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelandia e Canabrava. *Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf.* 10:157-177, Goiânia.
- RINNE, F.; BERTRAND, L.; ORCEL, J. 1949. La science des roches. Librairie Lamarre, Paris.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; SINIGOI, S.; ROSSI, A.; SIENA, F. 1982. The Niquelandia Mafic-ultramafic Complex of Central Goias, Brazil: Petrological considerations. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1-3/ISAP):380-391.
- ROBERT, F.; BROWN, A.C. 1984. Progressive alteration associated with gold-quartz-tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Econ. Geol.*, 79:393-399.
- ROBERTS, A.; YELDING, G. 1994. Continental extensional tectonics. In: *Continental Deformation*: 223-250. Edt P.L. Hancock, Univ. Bristol, UK.
- ROSSI, P.; ANDRADE, G.; COCHERIE, A. 1992. The 1.58 G a-type granite of Serra da Mesa (GO): an example of "NYF" fertile granite-pegmatite. Vol. 1 - *Bol. Resumos expandidos - Simpósios*: 389-390. 37 *Cong. Bras. Geologia*, São Paulo, 1992.
- SÁ, A.M. 1987. Folha SD-22-X-D : Porangatu. In: *PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS*. Brasília, DNPM.

- SÁ,A.M.1987. Folha SD.22-Z-C: Ceres. In: PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISAO DE RECURSOS MINERAIS. Brasília, DNPM.
- SABÓIA,L.A.1978.Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás - GO. Bol.Inf. SBG - Núcleo Centro-Oeste, 9:43-72. SBG, Goiânia.
- SANDIFORD,M.;POWELL,R.1986.Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. Earth and Plan. Sci. Letters, 79: 151-158.
- SANDIFORD,M.1985. The metamorphic evolution of granulites at Fyfe Hills: implications for Archaean crustal thickness in Enderby Land, Antarctica. Journal Metam.Geology, 3:155-178.
- SAXENA,S.K. 1977. The charnockite geotherm. Science 198:614-617
- SCHMITT,H.H.1991.Evolution of the Moon: Apollo model. Amer.Mineral.,76:773-784.
- SCHOBENHAUS,C. 1967. Sumário da geologia da Quadrícula de Paramirim. Boletim de Estudos, n.1:37-46; SUDENE,Div.Geologia.
- SCHOBENHAUS,C.;RIBEIRO,C.L.;OLIVA,L.A.;TAKANOHASHI,J.T.;LINDENMAYER,Z.G.;VASCONCELOS,J.B.;ORLANDO,V. 1975. Folha Goiás(SD22). DNPM, CARTA GEOLOGICA DO BRASIL AO MILIONESIMO,114P, Brasília
- SCHOBENHAUS,C.;RIBEIRO,C.L.;OLIVA,L.A.;TAKANOHASHI,J.T.1975. Folha Tocantins(SC-22). DNPM, CARTA GEOLOGICA DO BRASIL AO MILIONESIMO,58P, Brasília
- SCHOBENHAUS,C.et.al. 1984. Geologia do Brasil. DNPM,Brasília.
- SCHREURS,J.1984.The amphibolite-granulite facies transition in West Uusimaa,S.W.Finland.A fluid inclusion study.J.Metam.Geol.2: 327-341.
- SCHUMACHER,R.;SCHENK,V.;RAASE,P.;VITANAGE,P.W.1990. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka.*In* High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis.Edt J.R.Ashworth,M.Brown.Unwin Hyman.:235 -271
- SHERVAIS,J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet.Sci.Lett.,59:101-118.
- SIGURDSSON,H. 1977. Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. Nature,269:25-28.
- SILVA, F.O.;NILSON,A.A. 1990. Caracterização do Complexo Gabro-anortosítico acamadado de Santa Bárbara, GO. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,36. Anais...SBG,4:1898-1912. Natal,RN.
- SILVA,F.O. 1991.Geologia,Estrutura,Petrologia e Mineralizações de Fe,Ti e V Associadas ao Complexo Gabro- anortosítico Acamadado de Santa Bárbara (Goiás).Dissertação de Mestrado no.64,IG-UnB, Brasília.
- SIMÕES,L.S.A. 1984. Geologia do Grupo Araxá na Região de Mossâmedes-Goiás, e as ocorrências minerais associadas.Tese de Mestrado n.28; GEO/IE/UnB.Brasília(inédito)
- SONDER,L.J.;ENGLAND,P.C.;WERNICKE,B.P.;CHRISTIANSEN,R.L.1987. A physical model for Cenozoic extension of Western North America. *In: Continental Extensional Tectonics*. Edt. Coward,M.P. et. al. Geological Soc.Special Publ. No.28:187-201.
- SOUZA,A. 1973. Geologia e geocronologia do Complexo de Barro Alto. Rio Claro-SP, UNESP, 1973. Tese DSc (inédito).
- STACHE,G.A. 1976. Untersuchungen zur geologie, petrographie, metamorphose und genese des Basische-Ultrabasischen Massif von Barro Alto, Goiás (Brasilien). Clausthaler Geol.Abh.24,149p, Verlag Ellen Pilger, Berlin.
- STEINTHORSSON,S.;JACOBY,W.1985. Crustal accretion in and Around Iceland. Journ.Geoph.Res.,90:9951-9952.
- STRECKEISEN,A. 1967. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks.N.Jb.Mineral.Abh.,107(2):144-214.
- STRECKEISEN,A. 1974. How should charnockitic rocks be named?. In: Centenaire de la Societé Géologique de Belgique.Geologie des domaines cristallins. Liege:349-360.
- STRECKEISEN,A. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. N.J.Mineral.Monat.,1-14.
- STRECKEISEN,A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci.Review,12:1-33.
- STRIEDER,A. 1989. Geologia, Petrografia e Tectônica dos Corpos de Serpentinó e Rochas Encaixantes de Abadiânia-GO. Tese de Mestrado No.54 Geo-UnB (inédito).
- SUITA,M.T.F.;HARTMANN,L.A.1991. A associação de platinóides (EGP) e cromititos: uma abordagem preliminar.
- SUITA,M.T.F.;KAMO,S.L.;KROGH,T.E.;FYFE,W.S.;HARTMANN,L.A.1994. U-Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic-ultramafic complex (Goiás, Central Brazil): Middle Proterozoic continental mafic magmatism and Upper Proterozoic continental collision. 8th. Intern. Conf. Geochron., Berkeley,USA; Abstracts.
- SUN,S.;NESBITT,R.W.1978.Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. Geology,6:689-693.
- SWANSON,M.T.1988. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S.Maine. Journ. Struct. Geol., 10(8):813-828.
- TARNEY,J.1976.Geochemistry of Archaean high grade gneisses, with implication as to the origin and evolution of the precambrian crust. In: The Early History of the Earth: 405-417. Edt. B.F.Windley.

- TARNEY,J.;WINDLEY,B.F.1981. Marginal basins through geological time. Phil.Trans.R.Soc.Lond. A301: 217-232.
- TARNEY,J.;DALZIEL,I.W.D.;deWITT,M.J.1976.Marginal Basin 'Rocas Verdes' Complex from S. Chile: A Model for Archaean Greenstone Belt Formation. In: The Early History of the Earth, pp 131-146. Edt.Windley.
- TASSINARI,C.C.G.;MONTALVÃO,R.M.G.1980.Estudo geocronológico do "Greenstone Belt" de Crixás. Congresso Bras.Geologia,31. Anais..v5: 2752-2759.
- TASSINARI,C.C.G.;SIGA,O.;TEIXEIRA,W.1981. Panorama geocronológico do Centro-oeste Brasileiro. In: SIMP.GEOL.CENTRO OESTE, Goiânia, 1981. Ata...Goiânia,SBG;pp 93-116.
- TEIXEIRA,N.A.;POLI,A.J.C.;FERREIRA,M.C.B.1983. Contribuição à geologia e petrologia da Região de São Domingos, GO. Rev.Bras.Geoc. 12(4):562-571.
- TEIXEIRA,W.;FIGUEIREDO,M.C.H.1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the Sao Francisco crato, Brazil: a review. Prec.Research,53:1-22
- THAYER,T.P. 1970. Notes on the geology and resources of some peridotites and related rocks in Brazil. Rio de Janeiro,DNPM(inedito)
- THAYER,T.P. 1972.Some observations and problems concerning the peridotites and gabbro-peridotite complexes of the Goiás belt. In Congresso Brasileiro de Geologia,26.. Anais..vol.1:35.
- THOMPSON,A.B.;ENGLAND,P.C.1984.Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II.Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. Journal of Petrology, 25:929-955.
- TOMAZZOLI,E.R. 1985. Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do "greenstone belt" de Goiás-GO. Dissertação de mestrado No. 35 UnB-IG.
- TOMAZZOLI,E.R. 1992.A faixa Cidade de Goiás(GO):Geocronologia.Bol.Resumos 2,Sessões Temáticas:pp 178-179.Congresso Brasileiro Geologia,37,São Paulo.
- TOMAZZOLI,E.R. 1994. O *greenstone belt* de Goiás: estudos geocronológicos. Rev.Bras.Geoc.,22(1):56-60.
- TOMAZZOLI,E.R.;NILSON,A.A.1986. Contribuição a geologia, metamorfismo e deformação do "greenstone belt" de Goiás (GO). In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, 2:615-630.
- TOMAZZOLI,E.R.;NILSON,A.A.1994.Diques máfico-ultramáficos de Goiás: aspectos petrológicos. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38,Camboriú,1994. Bol. 3:63-65.
- TORQUATO,J.R.;CORDANI,U.G.1981. Brazil-Africa geological links. Earth Sci.Rev.,17:155-176.
- TOURET,J. 1981-Fluid Inclusions in High Grade Metamorphic Rocks. In: Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Min.Assoc.of Canada,ed.Hollister & Crawford, Calgary, Canada.
- TURNER,S.;SANDIFORD,M.;FODEN,J.1992.Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. Geology,20:931-934.
- TURNER,S.;VEERHOOGEN, .1960. Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill, NY.
- TURPIN,L.;MARUEJOL,P.;CUNEY,M.1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium muneralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil. Contrib.Mineral.Petrol.,98:139-147.
- UNIVERSITY OF WITWATERSRAND.1988. Geological Map of Sectors of Gondwana.
- VALENTE,C.R. 1986. Folha SE-22-X-B - Goiânia. In: PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS. Brasília, DNPM.
- VALLEY, J. W. 1985.Polymetamorphism in the Adirondacks: wollastonite at contacts os shallowly intruded anorthosite. In: The deep proterozoic crust in the North-Atlantic Provinces:217-236. Tobi & Touret ed.; NATO Sci.Aff.Div.
- VEIGA,A.T.C.;LATORRACA,F.;MARQUES,C.G.M.;VELOSO,F.D.M.L.1986.Síntese da geologia do Sul de Goiás: proposta de revisão estratigráfica e consequente reformulação de diretrizes exploratórias.In: CONG.BRAS.GEOL.,34,Goiânia,1986, Anais...,SBG,2: 876-890.
- VENDEVILLE,B.;COBBOLD,P.R.;DAVY,P.;BRUN,J.P.;CHOUKROONE,P.1987.Physical models of extensional tectonics at various scales. In: *Continental Extensional Tectonics*. Edt. Coward,M.P. et. al. Geological Soc.Special Publ. No.28:95-107.
- VINK,G.E.1984.A hotspot model for Iceland and Voring Plateau. J.Geoph.Res.,89(B12):9949-9959.
- WERNICK,E. 1981. The Archaean in Brazil. Earth Sci.Rev. 17:31-48. Amsterdam.
- WERNICK,E.;ALMEIDA,F.F.M. 1979. The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. Precamb.Research,8:1-17.
- WHITE,R.S.;McKENZIE,D.P.1989. Volcanism at Rifts. Sci.American: 260(7):62-71.
- WHITE,R.W.;MOTTA,J.;ARAÚJO,V.A.1971.Platiniferous chromitite in the Tocantins Complex, Niquelândia, Goiás, Brazil. USGS Prof.Paper, 750-D: D26-D33.
- WICKAM,S.M.;OXBURGH,E.R.1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. Nature,318:330-333.
- WILLEMSE,J.1969.The Geology of the Bushveld Igneous Complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world. Econ.Geol.Monograph 4:1-22.

- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geology*, 20: 325-343.
- WINDLEY, B.F. 1977. *The evolving continents*. London; John Wiley. 385p.
- WINGE, M. 1970. Considerações sobre a geologia de parte da Chapada Diamantina-Bahia Central. *Série Geol. Regional* n.13; SUDENE.
- WINGE, M. 1972. Geologia da Região das serras do Estreito e do Boqueirão - NW da Bahia e SSE do Piauí. *Bol. Geol. Reg. Sudene*: 18
- WINGE, M. 1990. Faixas granulíticas do Brasil Central. In: CONGR. BRASIL. GEOL., 36. Anais... SBG, 6: 2952-2965; Natal, RN.
- WINGE, M. 1984. A Sequência Vulcano-sedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: GEOLOGIA RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DA BAHIA, 5. CPM/SME-Bahia.
- WINGE, M.; DANNI, J.C.M. 1980. Compartimentos geotectônicos pré-Brasilianos entre Caratá e Bendegó, Bahia. In: CONGRESSO BRAS. GEOL., 31. Anais... SBG, 5: 2785-2795; Camboriú, SC
- WINGE, M.; DANNI, J.C.M. 1994a. A transição entre a Sequência gabro-anorotsítica Serra da Malacacheta e os metabasaltos da base da Sequência Juscelândia: implicações na gênese dos Complexos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava. IV Simp. Geol. Centro-Oeste. Resumos: 131-134.
- WINGE, M.; DANNI, J.C.M. 1994b. Relações entre os gabros coroníticos da Serra da Figueira e os meta-basaltos da Sequência Juscelândia, Complexo Barro Alto, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Bol. Resumos 3: 106-107. SBG, Camboriú, 1994.
- WINGE, M.; DANNI, J.C.M. 1994c. Gênese de sillimanita granada leptinitos no Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás. In: CONGR. BRASIL. GEOLOGIA, 38. Bol. Resumos, 2: 76-77. SBG, Camboriú-SC.
- WINGE, M.; MENESES, P.R.; SOUZA, N.M.; CERQUEIRA, M.R.S.; CARMELO, A.C.; ROMÃO, P.A. 1993. Sistema padrão de módulos cartográficos para fácil manuseio em geo-processamento e sensoriamento remoto. *Cadernos IG/UNICAMP*, 3(1): 30-38
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Ed. Edgard Blücher (tradução).
- WINKLER, H.G.F.; SEN, S.K. 1973. Nomenclature of granulites and other high grade metamorphic rocks. *N. Jb. Miner. Monatsh*; 1973: 393-402
- WOLFF, F. 1991. Caracterização petrográfica, litogeoquímica, química mineral e geotermometria de rochas de alto grau metamórfico do Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás. Dissertação de Mestrado, UFRJ/IG, Rio de Janeiro.
- WOOD, B.J. BANNON, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Cont. Min. Petrol.*, 42: 109-124.
- WOOD, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7: 499-503.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. 1976. Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. *Amer. Journ. Sci.*, 276: 927-953.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Co. Longman Group, UK Ltd.
- ZEHNDER, C.M.; MUTTER, J.C.; BUHL, P. 1990. Deep seismic and geochemical constraints on the nature of rift-induced magmatism during breakup of the North Atlantic. *Tectonophysics*, 173: 545-565.

# **A N E X O 1**

## **GLOSSÁRIO DE ROCHAS GRANULÍTIICAS**

## GLOSSÁRIO DE ROCHAS GRANULÍTICAS

Adaptado, em grande parte, de Streckeisen(1974) sendo que as frases entre aspas, salvo indicação explícita, correspondem a esse autor onde podem ser encontradas as citações bibliográficas identificadas com #. Os termos assinalados com asterisco (\*) não são recomendados pelo Grupo de Trabalho Especial de Rochas Charnockíticas da Subcomissão de Sistemática de Rochas ígneas da IUGS

- AKOAFIMITO(\*)-Leuco quartzo norito com hornblenda de Akoafim, de Camarões (Schuler,1949#)
- AMHERSTITO(\*)-(Watson and Tabor,1913#). Amherst,Co.,Virginia.Leuco-quartzo jotunito (com andesina-antipertítica).
- ANKARANANDITO(\*) -(Giraud,1964#).Betafo-Ankaranado, Madagascar. O termo foi introduzido para hiperstênio-alkali-feldspato sienitos e hiperstênio sienitos.
- ARENDALITO(\*) -Granulito rico em sódio, de composição intermediária (Maine et al. 1972 in Touret.1985);
- Termo francês para rocha granatífera (AGI,1987);
  - Termo proposto por Bugge(1940#) para rochas charnockíticas de Arendal, Noruega.
- BAUCHITO(\*) -"(Oyaowe and Makanjuola,1972#). Bauchi, Norte da Nigéria. Rocha fayalítica....(fayalita+quartzo junto com hiperstênio)".
- BIRKREMITO(\*)- "(Kolderup.1904#. Birkrem, região de Egersund, Noruega. Kolderup introduziu o termo para alkali-feldspato charnockitos (campo2). Novas pesquisas revelaram que o feldspato é mesopertita (Dahlberg, 1969#) o que está de acordo com análises químicas dadas por Barth (1936). Consequentemente, o tipo de rocha é um m-charnockito (campo 3). O termo é ambíguo e deveria ser abandonado."
- BUGITO(\*) -"(Bezborodko,1931#); area do Rio Bug...(Charno-)enderbitto com andesina antipertítica..."
- CHARNOCKITO -"(Holland, 1900#). St. Thomas Mount, Madras India. Termo aplicado para hiperstênio granito. Os charnockitos são rochas muitas vezes de granulação grosseira e com feldspatos escuros. Ocorrem como corpos de dimensões variadas, desde decimétricas até quilométricas, podendo mostrar contatos desde intrusivos até transicionais, anatécicos ou migmatíticos, com as encaixantes geralmente granulíticas nos terrenos granulíticos a migmatíticos.
- CHARNO-ENDERBITO-"(Tobi.1972a#). Ver opdalito..".
- Rocha granular, cinza clara, apresentando cristais tabulares de plagioclásio, piroxênio (hiperstênio e diopsídio) e biotita. Quartzo intersticial; trata-se, aproximadamente, de um granodiorito com hiperstênio. Quimismo: quartzo monzonítico.
- ENDERBITO -"(Tilley. 1936#). Enderby Land, Antártica. Termo aplicado para hiperstênio tonalito..".

- Charnockito rico em plagioclásio, apresentando composição de hiperstênio tonalito. Composição: quartzo, 42,5% - plagioclásio (antipertitas), 53,0% - hiperstênio, 3,0% - magnetita, 1,5%
- EPIBUGITO(\*) -"(Bezborodko,1931#).. Leuco-enderbita com andesina-antipertítica.."
- FARSUNDITO(\*) -"(Kolderup.1904#). Farsund, região de Egersund, Noruega. O termo foi introduzido para hiperstênio adamelito.... Barth(1960#) e Middlemost(1968#) assinalaram que o nome é frequentemente usado para hornblenda granitos, mais subordinadamente, hiperstênio granitos..."
- GNAISSE CHARNOCKÍTICO, ENDERBÍTICO, ETC. - Rocha estruturada como gnaiss e com as características mineralógicas de um charnockito, de um enderbita, etc.
- GRANOBLASTITO- rocha metamorfizada no fácies granulito mas que não a apresenta paragenese mineral diagnóstica da zona regional do hiperstênio conforme proposto por Winkler & Sen (1973).
- GRANOFELS- segundo Best(1982): rocha metamórfica, granoblástica, fanerítica, maciça, cujos minerais constituintes apresentam grãos equidimensionais principalmente quartzo e feldspato e, mais ocasionalmente, máficos como piroxênio e granada do que decorre a estrutura maciça com pouca ou nenhuma foliação.
- Granulito de grão médio a grosseiro (maior que 3mm) distinto dos granulitos ss de grão fino pela granulação mais grosseira segundo Mehnert (in Winkler 1977).
- GRANOLITO- segundo Winkler (1977): rocha metamorfizada no fácies granulito e que apresenta associação mineral diagnóstica deste fácies.
- GRANULITO -Termo original de autores alemães para designar rochas quartzo-feldspáticas (leptinitos), e de granulação fina (granulum) dos terrenos de alto grau na Floresta Negra, Alemanha (Rinne et al.1949)
- Segundo Mehnert.1972: " é uma rocha metamórfica de granulação fina a média, composta, essencialmente, de feldspatos, com ou sem quartzo; os minerais ferromagnesianos são, predominantemente, anidros; a textura é,principalmente, granuloblástica e a estrutura é gnaissosa a maciça. Alguns granulitos contêm grãos ou agregados lenticulares de quartzo. Granulito é uma rocha do fácies granulito."
  - Rocha metamórfica de qualquer composição e que, sabidamente, foi metamorfizada no fácies granulito do metamorfismo regional ( altas temperaturas e pressões desde médias até altas, quando transiciona para fácies eclogito) mantendo indícios texturais e mineralógicos deste metamorfismo de alto grau. Para indicar as variações composicionais costuma-se usar sufixos.Ex: granulito ácido; granulito norítico... Conceito utilizado neste trabalho.
- GRIMMAITO(\*) -"(Ebert,1968#.Grimma, Saxônia. Charnockito pórfiro a quartzo-mangerito pórfiro efusivo.."
- HIPERÍTICO, GRANULITO - o termo hiperito indica termo de transição entre gabro e norito, mas é um termo em desuso (AGI,1987). Tratar-se-ia, assim, de um granulito máfico com opx e cpx em proporções maiores do que 10%, ou seja, de um granulito gabro-norítico.
- IVOIRITO(\*) -"(Lacroix,1910#).MtMarny, Costa do Marfim. Clino-piroxênio norito.."
- JOTUNITO - Termo proposto por Hodal(1945#) em substituição ao termo "jotun-norite" de Goldschmidt(1916#). De acordo com a definição original, o termo jotunito seria empregado para hiperstênio monzo-dioritos. Este tipo de rocha contém feldspato K ao lado de plagioclásio (andesina, An 35-45), comumente antipertítico.
- JOTUN-NORITO - Ver Jotunito.
- KATABUGITO(\*) -"(Bezborodko,1931#). Rio Bug.. jotunito ou norito com andesina antipertítica.."
- KINZIGITO - segundo Mehnert(1968), o termo foi introduzido por Fischer(1860) para indicar intercalação, em paragneisses e anfibolitos, de rocha gnáissica constituída de granada ( $alm/pir=3/2$ ), cordierita, biotita, sillimanita e grafite acompanhados por mais ou menos plagioclásio (An 35-40), K feldspato e quartzo na região de Kleine Kinzig, na



Floresta Negra, Alemanha. É uma rocha empobrecida em componentes graníticos e enriquecida em Mg, Fe, Al cuja origem poderia corresponder a restito de processos de granitização.

- "... rocha metamórfica de granulação grossa e de composição pelítica ocorrendo no fácies granulito"; AGI(1987)

- gnaiss muito aluminoso, geralmente rico em granada e cordierita de ocorrência preferencial em terrenos de alto grau, granulíticos.

**KHONDALITO** - rocha metamórfica constituída de "granada, sillimanita e quartzo essenciais e, mais ou menos, corindon, grafite e magnetita(Walker.1902;Krishna Rao.1962;Wenk.1965)" in Mehnert(1968). Ainda segundo esse autor, os zircões dos khondalitos mostram formas arredondadas que retém o aspecto detrítico do sedimento original o que, apesar das condições PT de fácies granulito, contrasta com os zircões de rochas submetidas a granitização em fácies anfibolito e que mostram transições para as formas com sobrecrecimentos eudrais.

- "... metassedimentos aluminosos consistindo de rochas a granada-quartzo-sillimanita associadas com granada quartzitos, grafita xistos e mármore (Walker,1902). Recebeu o nome de Khonds da série Khondalítica, Índia"; AGI,1987.

**LEPTITO**- segundo Mehnert(1968), leptitos são gnaisses de granulação fina de uma série de metassedimentos clásticos gradando desde biotita gnaisses até xistos feldspáticos ou xistos quartzosos designados de leptitos na Fenoescandinávia onde apresentam intercalações ricas em feldspatos e de grão fino obviamente originadas de pórfiros, tufos ou ignimbritos.

**LEPTINITO** - Granulito ácido: rocha metamórfica, geralmente de grão fino, hololeucocrática cujos componentes essenciais são quartzo e feldspatos, geralmente o ortoclásio. Apresenta-se com cor cinza, branca, azulada, esverdeada ou rosada e geralmente maciça. Em menor quantidade pode conter minerais, tais como: granada, cordierita, sillimanita, cianita ou piroxênio e micas secundárias. A textura é granoblástica maciça ou foliada sendo comum o quartzo, feldspatos, piroxênios, granada ou alumossilicatos concentrados em fitas e de formas discóides (flaser). Origem sedimentar ou ígnea vulcânica a vulcanoclástica mais comum. Conforme é visto no presente trabalho uma das origens, talvez muito importante, é a partir de rochas graníticas e gnáissicas de crosta continental pela cominuição cataclástica anidra dos grãos quartzo-feldspáticos e reequilíbrio mineral no fácies granulito formando granada (da biotita), sillimanita (dos feldspatos e micas) etc..

**MANGERITO** - (Kolderup.1904#). Região de Manger, Noruega. Termo empregado para rochas mesopertíticas, tendo a mesopertita como o único feldspato, acompanhado de minerais ferromagnesianos. Ver MESOPERTITICAS, ROCHAS.. Outros autores, como (Waard,1969b #), empregam este termo para hiperstênio monzonitos, com mesopertitas presente ou não.

**MESOPERTITICAS,ROCHAS** -"Rochas contendo mesopertita constituem o facies mangerítico de P.Michot (1948..1964.#)..usando-se o prefixo mangero... " o que não deve ser apoiado visto que "as suas rochas pertencem de qualquer modo ao fácies granulito de Eskola... Seguindo uma proposta de Tobi(1971#).. sugere-se o prefixo m(esopertita)- em vez de mangero; e.g. mesopertita-charnockito ou m-charnockito, hiperstênio m- sienito,.."

**OPDALITO** -"(Goldschmidt. 1916#). Região de Opdal,Trondheim,Noruega.... O termo foi introduzido para hiperstênio granodioritos.Tobi objeta a sua inclusão na nomenclatura dos charnockitos visto que os opdalitos da região de Opdal não são associados com charnockitos e anortositos, mas com intrusões noríticas em um ambiente de fácies anfibolito, e com biotita trondhjemitos da suite trondhjemitito-opdalito de Goldschmidt. Eles não fazem parte da suite charnoquítica Bergen-Jotun de Goldschmidt e pertencem, claramente, a orogenia Caledoniana. Por isso,Tobi( 1972a, 1972b#)sugere a substituição do termo opdalito por charno-enderbito, o qual significa uma rocha intermediária entre charnoquito e enderbito..".

- PIRIBOLITO- segundo Mehnert(1972) é um granulito que, além do plagioclásio, é rico em piroxênios e anfibólios compondo mais de 30% do volume da rocha.
- PIRICLASITO - segundo Mehnert.1972, é um granulito que, além do plagioclásio, contém mais de 30% de piroxênios.
- PIRIGARNITO - segundo Mehnert.1972, é um granulito que, além do plagioclásio, é rico (mais de 30%) em piroxênio e granada.
- PIROCLASITO - Rocha composta por hiperstênio, clinopiroxênio, plagioclásio, conforme a proposta de (Berthelsen,1960 in Winkler.1977). Observação: este termo poderia dar idéia de rocha piroclástica.
- SABAROVITO(\*) -"(Bezborodko,1931#). Rio Bug.. Leuco charno-enderbita com andesina antipertítica..".
- SAKENITO - rocha metamórfica composta essencialmente por corindom, espinélio e anortita (Lacroix. 1939,1940 in Mehnert,1968) e que , como o khondalito, representaria rocha sedimentar cujo alto teor em Al, Mg, Fe com relação aos alcalis, dever-se-ia, não somente ao quimismo original mas, também, a processos de degranitização.
- STRONALITO - Rocha semelhante aos khondalitos. Descrito na Itália (Grupta.1977 in Santosh.1986#).

## **A N E X O 2**

### **DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA**

#### **FOTOGRAFIAS**



Foto 1: Na meia encosta da subida leste da Serra da Mantiqueira, na Unidade Ultramáfica (basal) do COMPLEXO NIQUELÂNDIA, *sills* e diques de piroxenitos em dunitos e harzburgitos são paralelizados ao *layering*, *boudinados* e duplicados por transposição com estrutura S-C, dextral (transpurrão). As texturas são miloníticas, ocorrendo porfiroclastos de enstatita nos dunitos e harzburgitos. As fraturas transversais de cisalhamento nos níveis piroxeníticos mais competentes apresentam formação de serpentina. Plano C: N5E35NW.



Foto 2: No mesmo nível da Foto 1, os *sills* piroxeníticos (websterito) com espessuras centimétricas, paralelizados ao *layering* ígneo e à foliação milonítica, indicam prováveis deformações sin a tardi magmáticas, com *filtering* e *squeezing* da fase piroxenítica que mostra estrutura intrusiva bem visível nesta foto, na forma de apófise em dique irregular (seta), com clivagem de refração e cortando a foliação milonítica N15E35W de dunito.



Foto3: No mesmo nível das fotos anteriores, aqui destacando diques (seta) e sills de piroxenito com espessuras centimétricas em dunitos granulitizados. Observar as dobras isoclinais e a foliação de plano axial em N10E20NW com foliações oblíquas associadas. A crer que tenham ocorrido processos de deformação tardi-magmáticos como sugerido nestas fotos, a base do Complexo Niquelândia teria sofrido tectonismo, que deformou singeneticamente o maciço máfico-ultramáfico talvez na interface manto-crosta.



Foto 4: A foto mostra acamamento rítmico e gradacional, retratado pela variabilidade de ressaltos e reentrâncias da superfície intemperizada, em nível gabróico do COMPLEXO NIQUELÂNDIA, na estrada da Mina para o acampamento. Camadas peridotíticas/lherzolíticas mais ricas em olivina (mais escuras) alternam com níveis plagioclásio piroxeníticos (opx e cpx), que tendem a ressaltar na superfície de intemperismo. Texturas ígneas bem preservadas e poucas estruturas deformacionais em partes do complexo, como pode ser visto nesta foto, contrastam com texturas e estruturas das faixas com forte deformação. Esta heterogeneidade das estruturas/texturas é uma constante em todos os terrenos granulitizados estudados.





Foto 5: Na pedreira próxima da Usina da CNT- Companhia Níquel Tocantins, na Unidade Gabróica do COMPLEXO NIQUELÂNDIA, ocorre leuconorito granulitizado, contendo níveis/*sills* de piroxenito mais competente assimetricamente dobrado (eixo 50N15E). Observar a indicação de provável movimento dextral em transpurrão (a caneta aponta para N10E, paralelamente à foliação C: N10E65NW). A forte transposição originou a duplicação do nível piroxenítico, que apresenta algumas dobras intrafoliais sem raízes e acunhamento variável das massas transpostas.



Foto 6: mesmo local da Foto 5. Filonetes cuneiformes de pseudo-taquilito ocorrem em níveis de granulito gabro-norítico, que foram fortemente tensionados, fundidos e rapidamente recristalizados com textura vitrofírica (ver Fotomicrografia 3) durante eventos sísmicos tardi a pós brasilianos que se supõem terem ocorrido após a ascensão dos complexos para níveis rúpteis da crosta.

Foto 7: mesmo local das fotos 5 e 6. Os *níveis* de piroxenito sulfetado podem apresentar espessuras métricas dentro do leucogabronorito granulitizado. A visão da foto (de cima) mostra o acunhamento do nível piroxenítico apontando para o sul. Observar a analogia de forma em cunha com nível centimétrico transposto de piroxenito na foto 5, indicando a severidade dos esforços transcorrentes..



Foto 8: Unidade gabro-diorítica JOÃO CAETANO, intrusiva nas unidades máfico-ultramáficas do COMPLEXO NIQUELÂNDIA, próximo ao contato com a Sequência Serra dos Borges. Aqui a intrusiva atinge termos ácido, quartzo-dioríticos a granodioríticos, e apresenta a fácies de brecha plutônica que lhe é comum, com a incorporação de autólitos, quase indistintos da hospedeira, e xenólitos centimétricos a métricos das unidades máfico-ultramáficas e de quartzito cálcioossilicático (metachert?) em destaque na foto e que apresenta reação marginal, desenvolvendo granada centimétrica.





Foto 9: A foto mostra metagabroanortosito transformado em anfíbolito de fácies bandada a manchada (*pele de tigre*) muito comum no nível meta-gabroanortosítico da SEQUÊNCIA SERRA DOS BORGES - COMPLEXO NIQUELÂNDIA. Vestígios de charneiras isoclinais e estrutura nematoblástica dobrada (foto) e transposta atestam duas fases de deformação importantes. As fácies intrusivas tipo João Caetano não são encontradas cortando esta unidade.



Foto 10: Brecha plutônica que ocorre no Córrego do Guará - COMPLEXO BARRO ALTO. Corresponde a fase intrusiva pré-granulitização correlata ao diorito João Caetano do Complexo Niquelândia. A matriz gabro-diorítica a granodiorítica é, muitas vezes, rica em biotita vermelha (tardi magmática de zonas apicais?). Os xenólitos, com tamanhos centimétricos a decimétricos, arredondados a sub-angulosos, são de vários tipos: peridotito flogopitizado, rocha calciossilicatada, quartzito, leptinito, mas a fácies mais comum é a de granulito máfico fino sem foliação (blasto-cataclasito ou meta-diabásio?). Aqui os xenólitos foram localizadamente estirados em *dip slope* na foliação ~EW40N.





Foto 11: A mesma brecha plutônica do Córrego do Guará mostra diques milimétricos a centimétricos e pequenas massas de material anatéxico félsico não granulitizado e que localmente ocorre agregado em massas maiores como a mostrada na foto e que brecha a própria brecha plutônica granulitizada.



Foto 12: No mesmo afloramento da foto 10 ocorre fácies de brecha plutônica com xenólitos bem angulosos, que sugerem intrusão em níveis relativamente rasos de crosta rúptil.



Foto 13: A fácies intrusiva rica em xenólitos ocorre em todo o Complexo Barro Alto; só não foi encontrada na Sequência Serra da Malacacheta o que sugere não pertencerem à mesma massa ígnea plutônica diferenciada. Na foto está delimitado um xenólito sub-arredondado de meta-ultramáfica metassomatizada ( $H_2O/K_2O$ ), com biotita flogopítica e hornblenda incolor crescendo sobre opx e cpx (?). A hospedeira é gabro-diorítica granulitizada que ocorre na borda sul (*níveis basais* ?) do Complexo de Barro Alto. Como no Córrego do Guará e em outras ocorrências, existem vários tipos de xenólitos (ver fotos a seguir), mas prepondera a fácies de granulito muito fino, maciço que poderia corresponder a supracrustais (basaltos), a diques, sills ou massas intrusivas anteriores e/ou às bordas resfriadas (~autólitos) da própria intrusão. Afloramento na estrada Ceres-Carmo do Rio Verde junto ao Córrego Mestre. (ponto 2MW601).



Foto 14: Xenólito de mármore dolomítico na mesma brecha plutônica da foto anterior.





Foto 15: Ídem foto 14, aqui mostrando xenólitos cálcio-silicáticos e mármore com borda de reação (hornfelsítica ou granulítica?) com a hospedeira meta-gabrodiorítica. A borda de reação apresenta paragênese cálcio-silicática com níveis (~coroas) concentrando diopsídio, grossulária, epidoto, titanita.



Foto 16: autólito de cordierita sillimanita gnaiss fino com fenocristais (fenoblastos ?) subédricos de K feldspato em matriz blasto-milonítica, hospedado em sillimanita-cordierita gnaiss no local Vista Alegre, estrada Goianésia-Cafelândia, COMPLEXO BARRO ALTO (Corresponde ao ponto 3 do Roteiro de Excursão do I. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Danni et al., 1981). A ocorrência de autólito é incomum; predominam xenólitos pequenos de rocha máfica de granulação muito fina e de composição norítica que apresenta assinatura geoquímica semelhante à da encaixante (norito granulitizado) desta intrusão ácida gnaissificada. A foliação milonítica deste autólito não se prolonga para a hospedeira, indicando que a intrusão deu-se provavelmente em ambiente com falhamentos ativos que afetaram fases já cristalizadas do próprio magma ou que se trata de xenólito e não autólito, representando uma porção de crosta que resistiu à fusão geradora do magma ácido palingenético (ponto 2MW588).



Foto 17: 10 km a leste de Ceres no Complexo de Barro Alto - xenólitos de granulito máfico fino (metabasalto?) com formas discóides em intrusiva quartzo-diorítica também granulitizada.



Foto 18: No COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU as fácies anatécicas desde estromáticas até estratóides, com possanças métricas a decamétricas de fases pré, sin a pós granulitização compõem, junto com o paleossoma máfico-ultramáfico granulítico, muitas vezes anfibolitizado, um quadro de associação litológica distinto daquele dos complexos granulíticos ao norte da Megainflexão dos Pireneus. Nesta foto são destacadas falhas sub-horizontais a N de Nerópolis, com indicação de *vergência para nordeste*. Planos S-C estão bem definidos nesses granulitos máficos retrometamorfizados (anfibolitos com biotita), que apresentam pequena *boudinage* entre fases granito-anatécicas estromáticas. O sentido da vergência dada por esses empurrões ao sul da Mega-inflexão dos Pireneus tende a ser contrário ao verificado ao norte, no Complexo Barro Alto . (ponto 2MW177).

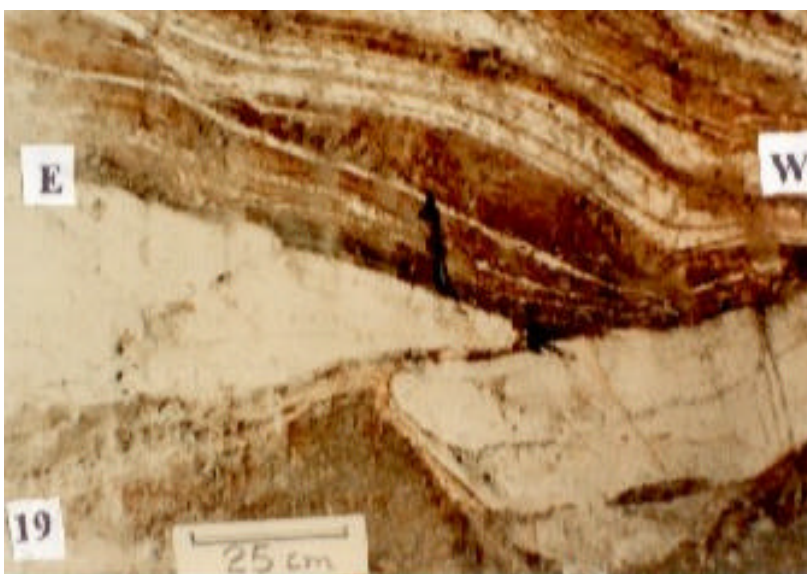


Foto 19: ídem, mostrando detalhe da fase granítica estratóide rompida em ângulo e com esteira de material cataclástico que sugere um esforço de underthrust para sudoeste ao invés de *nappe* para nordeste.



Foto 20: ídem, mostrando *boudinage* da fase máfica e vestígios de dobras recumbentes na fase félsica com planos S paralelizados a C e sub-horizontais.





Foto 21 - 10 km de Nerópolis para Itauçu: granulitos bandados (muitas vezes interpretados como supracrustais) com fases de granulitos ácidos (granada-sillimanita leptinitos) estratóides, talvez originalmente anatéxicos ou de intrusão ácida, entre bandas máficas, mostrando dobras assimétricas e planos de transposição indicativos de *overthrust* para S60E (ou *underthrust* para NW?).



Foto 22: 4 km ao norte de Damolândia encontra-se a mesma associação heterogênea de fases ácidas e máficas até ultramáficas das fotos anteriores, uma constante no Complexo Anápolis-Itauçu. As fases máficas geralmente apresentam-se *boudinadas* e lentiformes. Aqui destaca-se a verticalidade da foliação e os falhamentos contrários - vergência para W - correspondendo, provavelmente, à parte frontal de escama de cavalgamento com planos de retro-empurrão variados. (ponto 2MW22).

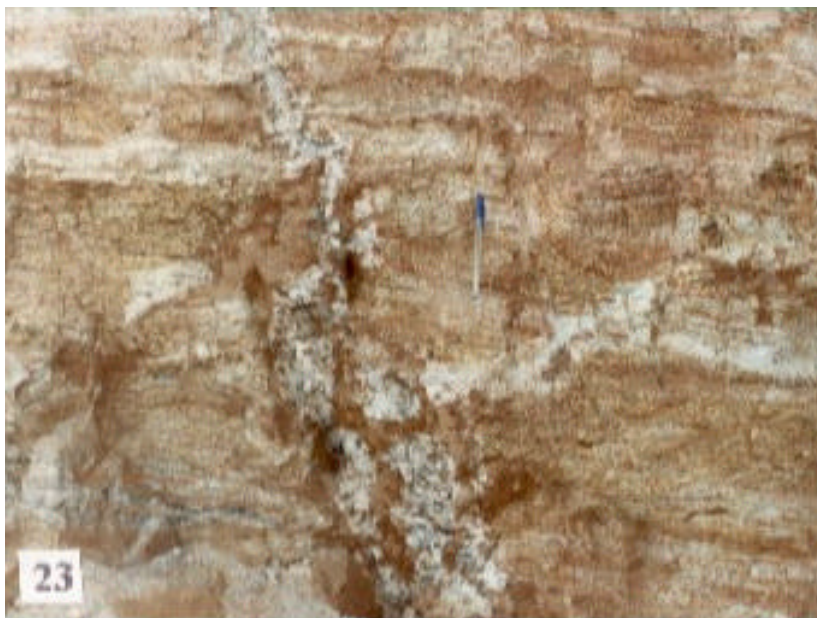


Foto 23: gnaiss estromático alterado a 11 km de Damolândia para Inhumas - Complexo Anápolis-Itaçu. A foto destaca os veios anatético-pegmatíticos jovens cortando o bandamento do granulito (ponto 2MW28).



**Foto 24:** agmatito da pedreira de Jaraguá, com indícios de migmatização polifásica. Fácies quartzo-diorítica a granodiorítica cinza, grão médio, brecha diorito cinza escuro, biotitizado e grada para fácies pegmatóide, onde é comum e conspícuo quartzo azulado. A fácies pegmatóide ocorre também como veios e bolsões discordantes. Bandas métricas plagioclásio biotíticas a anfibolíticas são contidas nestas fácies anatexíticas, mostrando contatos nítidos a difusos. Texturas/estruturas miloníticas são comuns lateralmente em direção ao contato (encoberto) com granulito máfico gabro-diorítico (Fotomicrografia 27) 500 m ao sul.(ponto 2MW53).



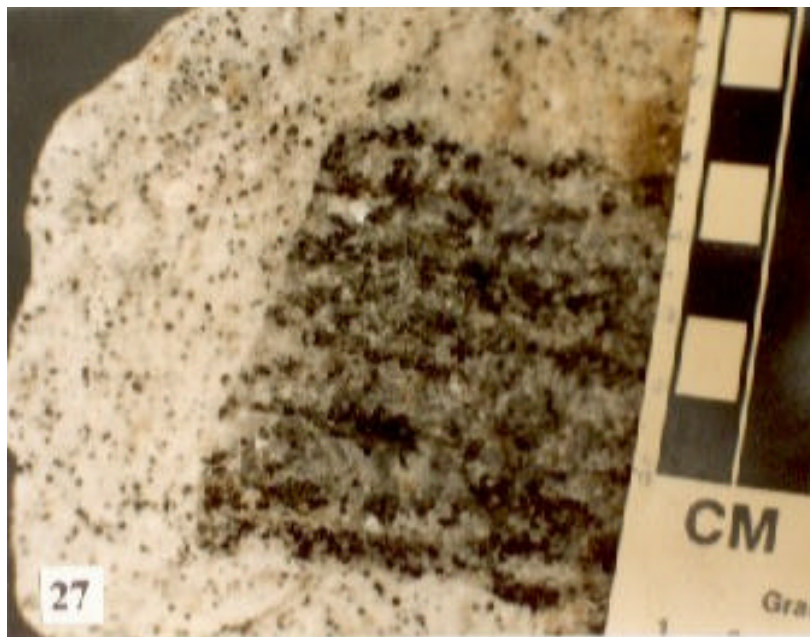


**Foto 25:** mesmo afloramento da foto anterior: detalhe da fácies meta-diorítica que apresenta xenólitos ovais ou em *schlierens* máfico-ultramáficos metassomatizados para hornblenda e biotita, atestando a natureza plutônica e polifásica dos protólitos destas rochas migmatíticas.



**Foto 26:** granada-escapolita-diopsídio mármore da fácies granulítica de aspecto mosqueado devido a minerais silicáticos milimétricos frequentemente arredondados (diopsídio, granada, ortoclásio, titanita..). Ocorre no contato com piroxenito granulitizado, 5 km a W de Goianira no Complexo Anápolis-Itauçu. A sua fácies é de brecha tectônica com grande contraste de ductilidade de seus componentes, sendo que a matriz carbonática, extremamente plástica durante a tectônica deformacional, provavelmente envolveu fragmentos (clastos tectônicos) de rochas diversas: gnaisses, rochas cálcio silicáticas (algumas com paragêneses tipomorfas e reacionais), de diversos tamanhos até decimétricos e geralmente angulosos. A intrusão diferenciada máfico-ultramáfica estudada por Nilson & Motta(1969) provavelmente alojou-se junto a planos lístricos privilegiados e dinamizados pela existência de níveis carbonáticos, reologicamente diferenciados dos gnaisses regionais. A proximidade dos terrenos da Sequência Anicuns-Itaberaí com níveis de mármore calcítico, a oeste, na área detalhada, leva a supor que a intrusão deu-se em crosta granito-*greenstone* posteriormente granulitizada. (ponto 2MW607)





**Foto 27:** ídem foto 26, aqui mostrando um fragmento anguloso de diopsídio gnaisse bandado (amostra EPGII b de A.A.Nilson), que talvez corresponda a um clasto tectônico de embasamento fortemente tectonizado e granulitizado.



**Foto 28:** lajedo de gnaisse enderbítico com foliação milonítica N10WSubV dextrógira associado a sillimanita-granada quartzito feldspático (supracrustal ou milonítico?), 2,5 km de Itauçu para Santa Rosa. Os fragmentos anfibolíticos estirados contem segregações de carbonatos e correspondem, provavelmente, a xenólitos básicos retrometamorfizados, sugerindo que o protólito seja plutônico. (ponto 2MW626).

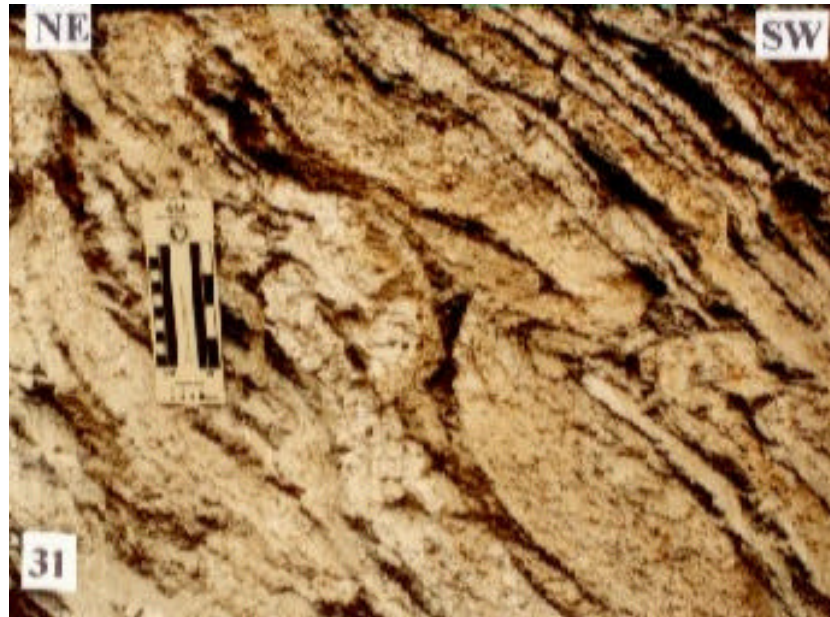


**Foto 29:** corpo tabular de talcito encaixado em leptinito muscovitizado que contem, também, *boudins* de granulitos máficos variavelmente anfibolitizados no COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU, ~5km do entroncamento Nerópolis-Ouro Verde para Rodrigues do Nascimento. Entre talcito e leptinito ocorre franja de reação clorítica com palhetas (001) transversais à borda. Duas origens podem ser aventadas para o talcito em uma primeira instância, dado o modo de ocorrência e associações litológicas: 1) corresponde a dique komatiítico de terreno TTG retrabalhado e 2) corresponde a nível diferenciado de intrusão máfico-ultramáfica tectonicamente rompido e envolvido por magma ácido intrusivo e/ou material granítico anatéxico granulitizado (leptinito) e retrabalhado. (ponto 2MW179).



**Foto 30:** massa anatéxica pós-granulitização invadindo metabasito (granulito anfibolitizado do Complexo Anápolis-Itauçu) com biotitização associada. Bolsões e bandas de biotitito (foto) representam, provavelmente, protólito ultramáfico metassomatizado. ~7km de Nerópolis para Ouro Verde (ponto 2MW4).





**Foto 31:** mesmo ponto de foto 30, mostrando a fácies estromática com bandas biotíticas paleossomáticas entre bandas graníticas em  $\sim N70W45SW$ . As dobras assimétricas pós bandamento Sn com eixo  $35 S20E$  indicam provável arrasto de retorno pós-cavalgamento.



**Foto 32:** contato entre sillimanita-granada leptinito e granulito máfico meta-gabroico (intrusão de Heitorai) na Sa. do Capim Puba onde predominam leptinitos. Aspectos texturais/estruturais (fácies granitóides) sugerem protólitos de crosta granito-gnáissica para os leptinitos, o que é confirmado em outros pontos (ver Foto 33). A extensiva milonitização (cominuição de grãos) e a variável lixiviação nas zonas de falhas propiciou a geração de leptinitos variavelmente aluminosos nos quais alojaram-se intrusões máficas como à da foto(ponto 2MW79).

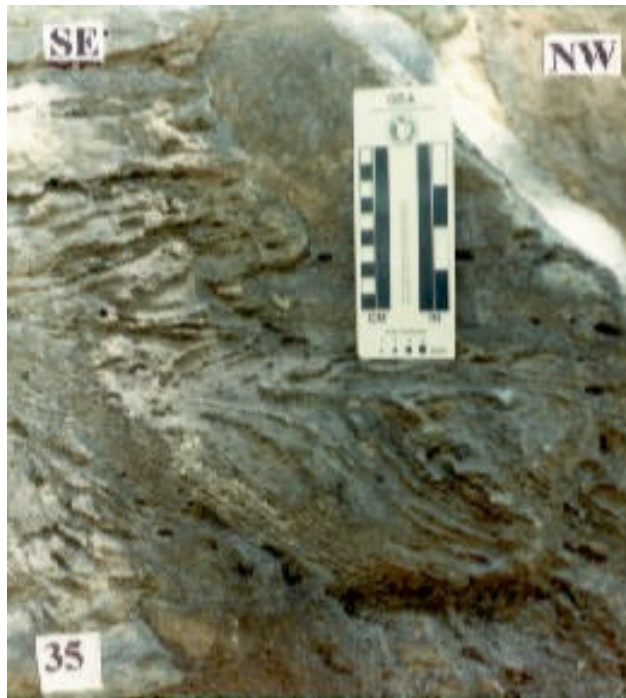


**Foto 33:** as amostras fotografadas representam aspectos transicionais de fácies granitóides progressivamente mais deformadas e granulitizadas no COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU, no local Mato de Dentro, entre Santa Rosa e Itauçu, a sul da Serra do Brandão, onde ocorre complexo máfico-ultramáfico granulitizado encaixado em leptinitos. A amostra 620 corresponde a um metagranito grosso com K feldspato e quartzo achatados (Sn) e, posteriormente, crenulados em sigmóides. Sillimanita e granada foram neoformadas ao longo de Sn (entre cristais achatados); biotita, muscovita e sericita representam paragênese tardia ligada à fase de crenulação principal. A amostra 621 é de um leptinito típico finamente bandado, com a mesma paragênese metamórfica do metagranito, ocorrendo a 200m dele. A amostra 619 é de um leptinito que ocorre entre os dois pontos. Observar os vestígios de K feldspato em manchas lenticulares esbranquiçadas. Esta transição e as assinaturas geoquímicas coincidentes mostram que a origem de leptinitos, frequentemente interpretados como supracrustais (riolitos), deve ser, neste caso, a partir de granitóides por cominuição dos grãos em alto grau metamórfico e a seco (pontos 2MW619,620,621)



**Foto 34:** meta-chert piritoso intercalado em metabasalto (anfíbolito) da SEQUÊNCIA ANICUNS-ITABERAÍ. Junto ocorrem meta-andesito (biotita anfíbolitos) e meta-komatiito (magnesita-clorita-talco xisto) constituindo associação típica de *greenstone belt*. 7km a SE de Anicuns no limite sul da área detalhada (ponto 2MW377)..





**Foto 35:** mármore cinza com dobras associadas a cisalhamento dúctil e com plano de transposição, indicando empurrão para sul-sudeste que afetou, também, o Complexo gabbro-anortosítico Santa Bárbara mais a sudeste. Este mármore está sobreposto a granada xisto com foliação milonítica sub-horizontal e associado a metabasitos, talco xisto e *bif* no sul da área detalhada, domínio do *greenstone belt* Anicuns-Itaberaí. (ponto 2MW382)



**Foto 36:** corte de estrada, mostrando brecha plutônica (xenólitos de quartzito, anfibolito, gnaiss, talco xisto.. cataclásticos/miloníticos) em contato tectonizado leste do granito da Serra das Lages, estrada Americano do Brasil - Itaberaí (ponto 2MW105). Em outros pontos ocorre contato metassomático (actinolitização e biotitização), com eventual cristalização de esmeralda.

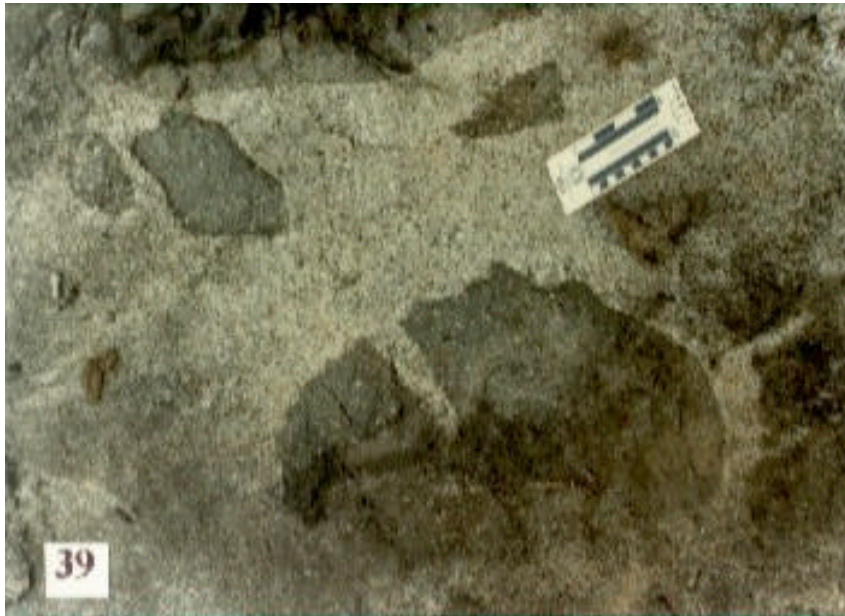


**Foto 37:** batolito da Serra do Cusuzeiro, a SE de Americano do Brasil, faz parte da Suíte Tonalito-granítica da SUPERSUÍTE PLUTÔNICA AMERICANO DO BRASIL e sua história está ligada a processos de intrusão múltipla bem evidenciados nesta brecha plutônica. Os xenólitos gabro-dioríticos da 1a. fase, máfica, provavelmente ainda em estado plástico, foram envolvidos e resfriados por magma de hibridização variável (*magma mixing*) diorítico a granodiorítico, ocorrendo penetração em fraturas, reações de borda e feldspatização entre outros processos. Observar as massas feldspáticas da fase granodiorítica penetrando planos e bandamentos nos xenólitos. Localmente ocorrem xenólitos de quartzito, com reação metamórfica/metassomática, indicando teto (ou condutos) com metassedimentos do greenstone belt. (ponto 2MW349 na Serra do Cusuzeiro).



**Foto 38:** mesmo afloramento da foto anterior, mostrando detalhe da borda de reação entre xenólitos máficos e magma ácido com faixas de granada e de feldspatos em destaque e metassomatismo Na/K difuso na forma de desenvolvimento de porfiroblastos de feldspatos na fase diorítica (xenólito).





**Foto 39:** mesmo afloramento das fotos 37 e 38, aqui destacando-se a penetração de magma granodiorítico em fratura do xenólito gabro-diorítico indicativa de estado já consolidado do magma de primeira injeção.



**Foto 40:** mesmo afloramento das fotos anteriores, aqui destacando um xenólito de quartzito cálcio-silicático, provavelmente do *greenstone-belt* atravessado e /ou intrudido pelas intrusões gabro-dioríticas e granodioríticas proterozóicas da Supersuíte Americano do Brasil. Observar reação de borda, cristalizando diopsídio, granada e epidoto.



**Foto 41:** no mesmo Batolito da Serra do Cusuzeiro, a SE de Americano do Brasil, fácies de diorito a tonalito/granodiorito, brechando fase magmática gabróica a diorítica (processo de intrusão múltipla com mistura de magmas). Observar como os xenólitos ocorrem sub-orientados (deformação por fluxo tardi-magmático?). (ponto 2MW352).



**Foto 42:** fácies de quartzo monzo-diorito, tendendo a granito, com aumento de fenocristais de ortoclásio no mesmo batolito da Serra do Cusuzeiro das fotos anteriores, aqui mostrando xenólito diorítico a monzo-diorítico com fenocristais de ortoclásio (metassomatismo K?) envolvidos por magma máfico em processo de *magma mixing*; ponto 2MW348).





**Foto 43:** gabro-anortosito porfiróide do Complexo Gabro-anortosítico de Santa Bárbara (Silva,1991) mostrando pouca deformação neste local (Rio Anicuns) no sul da área detalhada. Lateralmente passa para anfibolito plagioclásico que é a sua fácies mais comum. Os plagioclásios estão saussuritizados e margaritizados, podendo atingir até 10 cm. (ponto 2MW467).



**Foto 44:** mesmo afloramento da foto anterior, aqui com textura porfiróide mais deformada e mostrando xenólitos *amebóides* e estirados de meta-quartzo diorito (ver Fotomicrografia 46). Esta associação poderia estar ligada a uma suíte evolutiva do tipo norito-anortosito-monzodiorítica (NAM) com os xenólitos representando fases fracionadas de pulso magmático anterior com afundamento por densidade.



**Foto 45:** alcali-monzo-granito porfírico (*dent de cheval*), tendendo a *rapakivi* com veios tardios de granito pegmatóide. Os minerais máficos são metamórficos e representados principalmente por Fe-hastingsita e biotita ferrífera com alto teor em Ti e os fenocristais são de Or pertítico localmente com núcleo ocelar. Associado ao Complexo Gabro-anortosítico Santa Bárbara. Este afloramento (ponto 2MW465 ) situa-se no local Estiva, 3 km ao N do gabro-anortosítico da foto anterior.



**Foto 46:** mesmo afloramento da foto anterior, aqui destacando a associação de fenocristais com veio de granito pegmatóide, sugerindo refusão e metassomatismo tardimagmáticos e preenchimento de fraturas da massa monzo-granítica semi-consolidada.





**Foto 47:** mesmo afloramento das fotos anteriores, aqui destacando um dique quartzo-diorítico metamorfizado em plano tensionado e reaproveitando parte dos planos com preenchimento pegmatóide. Supõe-se que tenha sido injetado e resfriado nas condições do *subsolidus* monzogranítico (hibridização magmática parcialmente inibida) em planos tensionados com deformação protoclastica associada.



**Foto 48:** junto à ponte sobre o Rio Salobro, em zona de falha (transtensão?) a SW de Araçu, ocorrem massas granito-anatécicas (provavelmente brasileiras) de vários pulsos que são comprovados pelo envolvimento telescópico de xenólitos progressivamente mais ácidos e menos milonitizados. Os xenólitos apresentam ocasionais planos de cisalho truncados pelas fases hospedeiras, indicando a alternância dos eventos magmáticos e deformacionais. A foto mostra a fase granitóide final vista no afloramento, com rocha metabásica blastomilonítica, variavelmente metassomatizada, contendo microporfiroblastos de K feldspato e bandas de material pegmatítico ocelar. (ponto 2MW460).



**Foto 49:** inseridos nos terrenos granulíticos do Complexo Anápolis-Itauçu ocorrem faixas ou regiões anfibolitizadas que apresentam corpos ou massas plutônicas variavelmente deformados e metamorfizados com partes bem preservadas, como vistas nas fotos anteriores. Variam desde dioritos a granitos e até quartzo-sienitos como o da foto que, entretanto, ocorre fora do domínio granulítico, entre os Complexo Barro Alto e Complexo Anápolis-Itauçu, no morro 8 km a NW de Urutina; corresponde a fácies preservada de sienito grosso entre "estratos" do mesmo sienito milonitizado com foliação sub-horizontal. A natureza alcalina-subalcalina deste plutonito junto com a textura protoclástica e a foliação de baixo ângulo entre faixas preservadas sugere colocação em ambiente com deformação sinmagmática tipo *rift* em crosta continental.



**Foto 50:** brecha plutônica, exibindo xenólitos de anfibolito (granulito anfibolitizado?) em meta-quartzodiorito do Domínio dos Terrenos Gnáissico-anfibolíticos inseridos no Complexo Anápolis-Itauçu, no local Camaquã a ~9km a W de Itauçu (ponto 2MW248).





**Foto 51:** próximo a contato com terrenos granulíticos, a mesma intrusão quartzo-diorítica (foto anterior) apresenta fenocristais de ortoclásio e paragéneses metamórficas da fácies anfibolito e xenólito de metabasito da fácies granulito retrometamorfizado (ver fotomicrografia 48), o que indica que a intrusão teria ocorrido entre dois eventos metamórficos, M1: granulítico e M2: anfibolítico, ou seja, provavelmente após resfriamento da crosta granulitizada e/ou após a ascensão dos terrenos granulíticos para níveis crustais mais rasos. (ponto 2MW250).



**Foto 52:** *boudins* de anfibolito (metagabro) envolvidos por material granito/granodiorítico que atingiu condições de anatexia e/ou foi introduzido em zona de transcorrência (Falha de Ordália) profunda a NE do Bloco Capelinha de terrenos granulíticos. Destaca-se o *boudin* rotacionado com esteiras cataclásticas, indicando transcorrência dextrógira diferente da tendência regional de rejeito para as falhas NW-SE (ponto 2MW438).



**Foto 53:** outro aspecto do migmatito heterogêneo do mesmo afloramento da foto anterior, destacando-se o comportamento reológico diferenciado entre as fase máficas - mais rúpteis - e as granito-anatéxicas muito dúcteis.



**Foto 54:** brecha magmática e/ou migmatítica gnáissica, que foi fortemente tectonizada em níveis profundos da crosta ( fácies anfibolito), mostrando clasto mais rúptil (mais piroxênico), dobrado em mais de uma fase, junto ao sopé do Morro de Santa Rita, onde afloram rochas meta-ultramáficas no prolongamento da Intrusão granulitizada de Água Clara, Bloco Granulítico Capelinha, Complexo Anápolis-Itaçu na área detalhada .(ponto 2MW205).





**Foto 55:** granulito máfico que ocorre associado com granada-sillimanita leptinitos como encaixantes a oeste da intrusão máfico/ultramáfica granulitizada de Faz. Conceição - Água Clara. Esta associação tem sido interpretada como de origem supracrustal a subvulcânica. Entretanto, como visto (Fotos 32 e 33), talvez correspondam à ocorrência de apófise da intrusiva ou de dique em encaixantes *leptinitizadas* de crosta siálica. Observar bandamento em dobras isoclinais redobradas em padrão de interferência. Em plano axial da 2a.fase isoclinal ocorrem bandas mais escuras devido à cristalização (ver Fotomicrografia 53) de hornblenda de hidratação retrometamórfica a partir dos piroxênios. (ponto 2MW340).



**Foto 56:** granulito norítico da intrusão máfico-ultramáfica granulitizada da Fazenda Conceição a W da de Água Clara mostrando típico bandamento composicional, provavelmente de origem ígnea, acentuado por segregação metamórfica (Sn paralela a S0), truncado, em pequenos ângulos, por foliações, com bandamento metamórfico incipiente mais jovem, e por sistema de fratura em ângulos mais fortes. Vestígios inconspícuos de dobras intrafoliais transpostas (ponto 2MW558).



**Foto 57:** meta-peridotito harzburgítico da intrusão de Água Clara - Bloco Granulítico Capelinha-Complexo Anápolis-Itauçu na Faz. dos Paulistas, entre Itauçu e Americano do Brasil, mostrando *boudin* piroxenítico (ou megaporfiroclasto?) com cerca de 15cm dentro de massa talco-serpentinítica, composto de cristais de enstatita que atingem até 3 cm. (ponto 2MW215).



**Foto 58:** granada leptinito milonitizado em alto grau metamórfico que ocorre inserido nos terrenos da intrusão de Água Clara, talvez como mega-xenólito ou *roof pendant*. Observar sigmóides de quartzo flaser de cor cinza entre sigmóides de ortoclásio (pertítico), indicando que a rocha original foi um granitóide, muito provavelmente um granito porfiróide como na região de Mato de Dentro, fora desta área de detalhamento (ver foto33). Nos leptinitos encaixantes são encontrados ocasionais porfiroclastos de K feldspato centimétricos no meio da massa quartzo-feldspática fina aplitóide, indicando origem semelhante e não meta-riolitos como anteriormente aventado (Winge,1990). (ponto 2MW239).





**Foto 59:** forte transposição (falha inversa N=>S) em granulitos máficos associados com leptinitos encaixantes da intrusão de Água Clara. As *lentes* escuras, piroxeníticas, em matriz meta-leucogabróica poderiam corresponder a diques-sills de espessura centimétrica como vistos (sem deformação) no *stock* máfico-ultramáfico da Faz. Conceição a W mas aqui muito estirados e transpostos. O conjunto, talvez, represente antiga apófise ou fatiamento tectônico da intrusão inserido na crosta gnáissico-leptinitica (ponto 2MW221).



**Foto 60:** Ao sul da intrusão máfico-ultramáfica Faz. da Conceição, em zona de falha, ocorrem granulitos básicos até ácidos milonitizados. A amostra da esquerda, retrometamorfizada para anfibolito, apresenta *drag* assintótica à foliação milonítica; a amostra da direita, coletada a dois metros da outra, apresenta fácies blasto-ultramilonítico visto na foto a seguir. (ponto 2MW606).



**Foto 61:** mesmo ponto da foto anterior, aqui destacando o ultramilonito com forte blastese de hornblenda, de feldspato e de quartzo (truncando as bandas blastomiloníticas), assemelhando-se a um meta-riodacito. Amostra ocorre em uma importante falha transcorrente ao sul da intrusão máfico-ultramáfica da Faz. Conceição, a leste de Americano do Brasil, na região do contato ocidental milonitizado dos terrenos granulíticos do Bloco Capelinha do Complexo Anápolis-Itaçu.



**Foto 62:** gnaiss quartzo sieno-monzonítico de aspecto tigrado, blasto-milonítico, que se associa com granulito gabro-norítico variavelmente milonitizado e com ultramilonitos (foto a seguir) na região de contatos ocidentais do Bloco Granulítico Capelinha com rochas da Supersuíte Plutônica Americano do Brasil, a SE de Americano do Brasil. Observar o crescimento de granada almandínica pós milonitização (ver Fotomicrografias 55 e 56), que desloca Fe e Mg dos minerais vizinhos para a sua nucleação, gerando-se áreas claras em torno da granada. (ponto 2MW635 ).



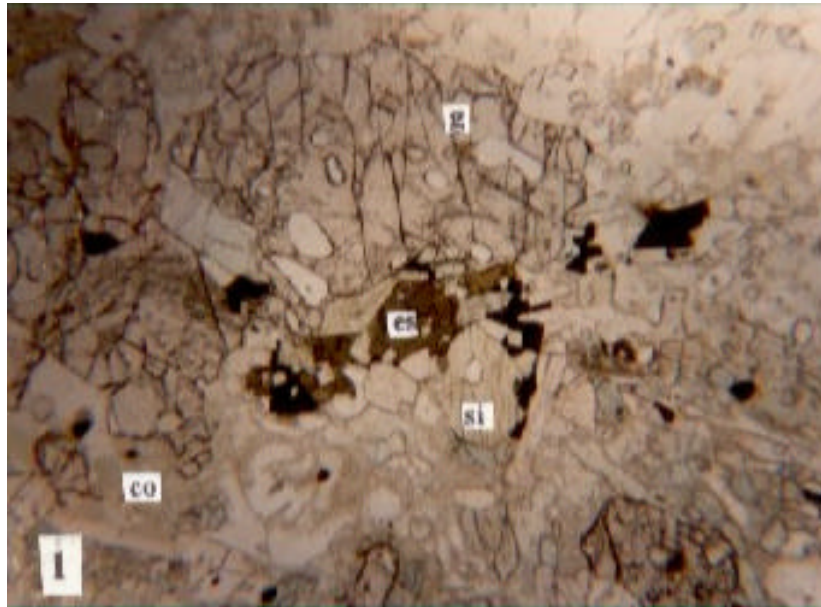
**Foto 63:** ultra-milonito com porfiroblasto de granada vermelha, almandínica, pós-milonitização, decorrente de blastese provavelmente associada com evento de aquecimento por relaxação tectônica e ascensão do bloco granulítico ainda quente. Mesmo local da foto anterior.

## **A N E X O 3**

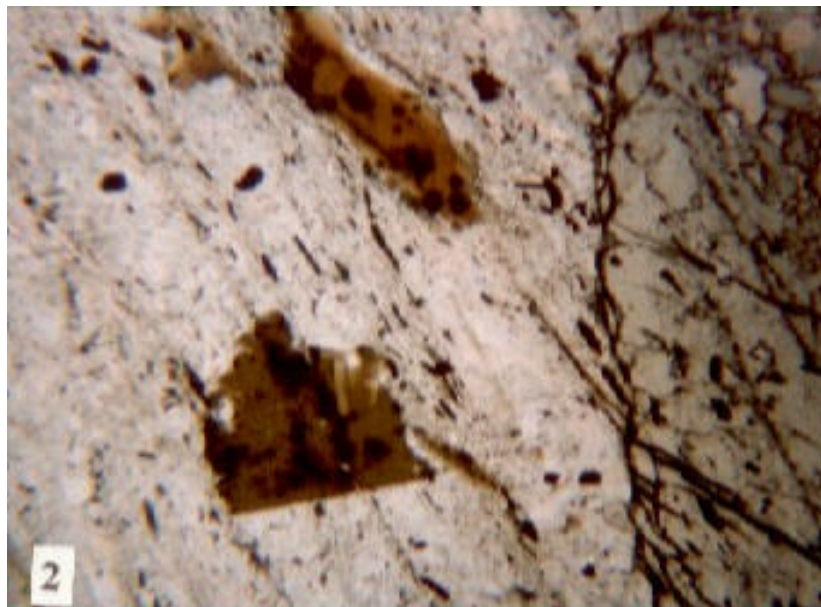
### **DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA**

#### **FOTOMICROGRAFIAS**

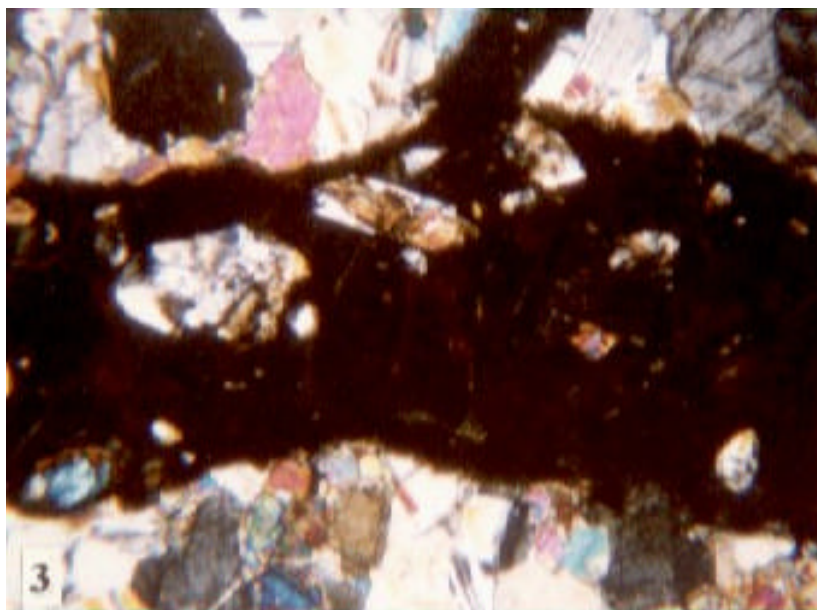




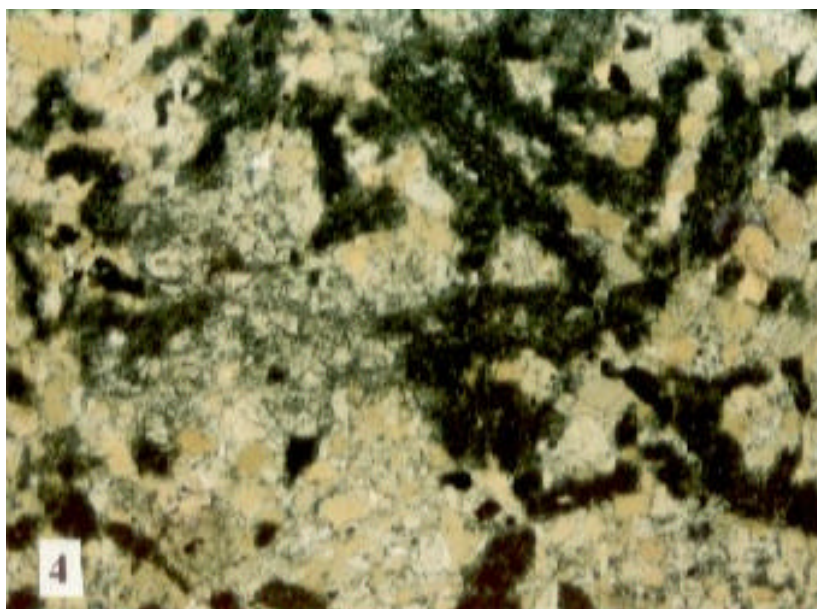
**Fotomicrografia 1:** granulito (kinzigito) a espinélio (es), granada (g), sillimanita (si), cordierita (co), ortoclásio, (quartzo) do Rio Maranhão, na estrada Uruaçu-Niquelândia (amostra M410B-coleção didática da UnB). Agulhas de fibrolita na granada indicam crescimento simultâneo da granada com sillimanita. Derivação provável de pelito. Luz //; lado maior~3,5mm.



**Fotomicrografia 2:** Os granitos Serra da Mesa, Serra Dourada, Serra Branca *truncam* o alinhamento tectônico (zona de sutura crustal) definido pelos complexos Cana Brava e Niquelândia. Junto ao contato com o Granito Serra da Mesa, datado em ~1,6 Ba. (Pimentel et al, 1991), ocorrem xistos do Grupo Serra da Mesa com porfiroblastos de granada, biotita vermelha (em destaque na foto) e estaurolita que englobam Si=Se crenulada com paragênese a biotita esverdeada e muscovita, sugerindo intrusão tardi a pós tectônica. Outra alternativa, entretanto, e mais provável, é que o granito foi elevado diapiricamente quente (fase magmática de intrusão múltipla ou de palingênese parcial ?) durante fases tardias da tectogênese brasileira, aquecendo os metassedimentos já crenulados. Luz //; lado maior~3mm.

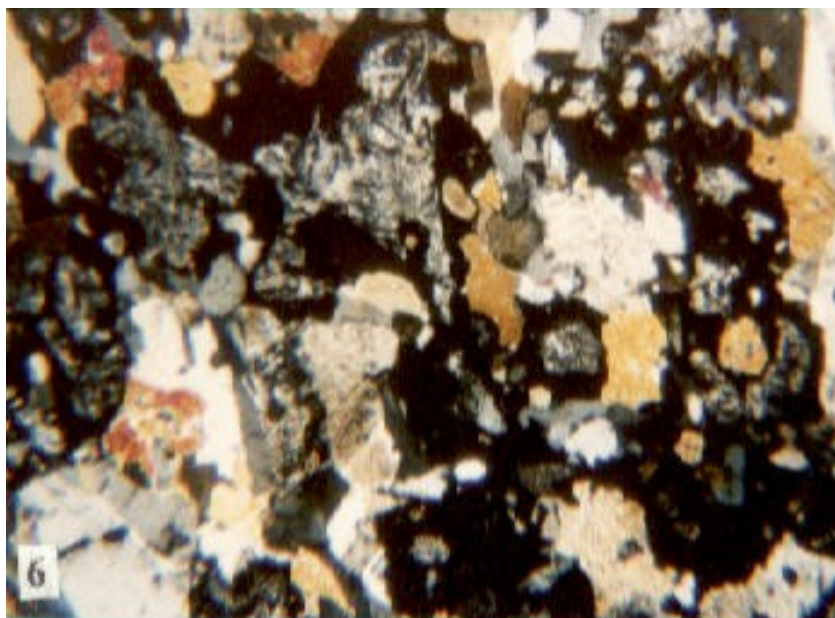


**Fotomicrografia 3:** veio de pseudotaquilito em granulito leuco norítico da pedreira da CNT - Complexo Niquelândia (ver Fotografia 6) com clastos de opx não fundidos na massa vitrofírica marron escura a opaca. Esses veios indicam rápida liberação de tensões crustais (eventos sísmicos) que se supõem rasos devido à mínima cristalinidade, indicativa de rápido resfriamento em crosta fria. Luz +; lado maior~3mm.



**Fotomicrografia 4:** meta-diabásio do Complexo Niquelândia (Amostra 10675-55 do Trabalho de Graduação de Niquelândia cedida por J.C.M.Danni) mostrando textura preservada com ripas de plagioclásio saussuritizado ( $\pm 0,8$ mm de comprimento) entre a massa de hornblenda (amarela amarronzada) e epidotos derivada dos fêmicos. Ocorre no Córrego do Júlio, 5,5 km a NNE de Indaianópolis e a cerca de 1km da Sequência Serra dos Borges, em situação análoga à das ocorrências de fácies de transição infra e supra-crustal oceânicas da Serra da Figueira no Complexo de Barro Alto. luz //; lado maior~3,1mm.

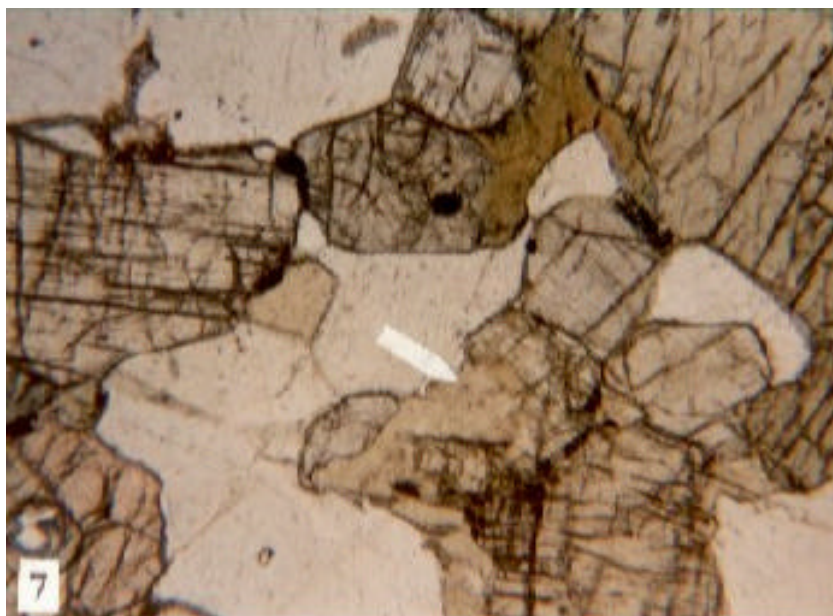




**Fotomicrografia 5:** textura preservada de deformações em olivina-diopsídio- hiperstênio gabro coronítico uralitizado na região das cabeceiras do Córrego Mestre, cerca de 10 km a NNW de Ceres, Complexo Barro Alto. Na foto destaca-se a olivina no núcleo, com relevo forte, envolvida por coroa de hiperstênio, cor rósea, e este por coroa externa de hornblenda de cor amarela amarronzada com restos de plagioclásio saussuritizado como massa verde escura. (Amostra 825-121 - Trabalho de Graduação de 1982). Luz +; lado maior~3,6mm.



**Fotomicrografia 6:** granada (+quartzo) reacional entre anortita (extensivamente saussuritizada dentro da granada) e wollastonita em rocha calciossilicatada na região da Serra da Queixada, 5km a leste de Castrinópolis, no Complexo Barro Alto (Amostra 8212-29G - Trabalho de Graduação de 1982). Nicóis +; lado maior~3,6mm.

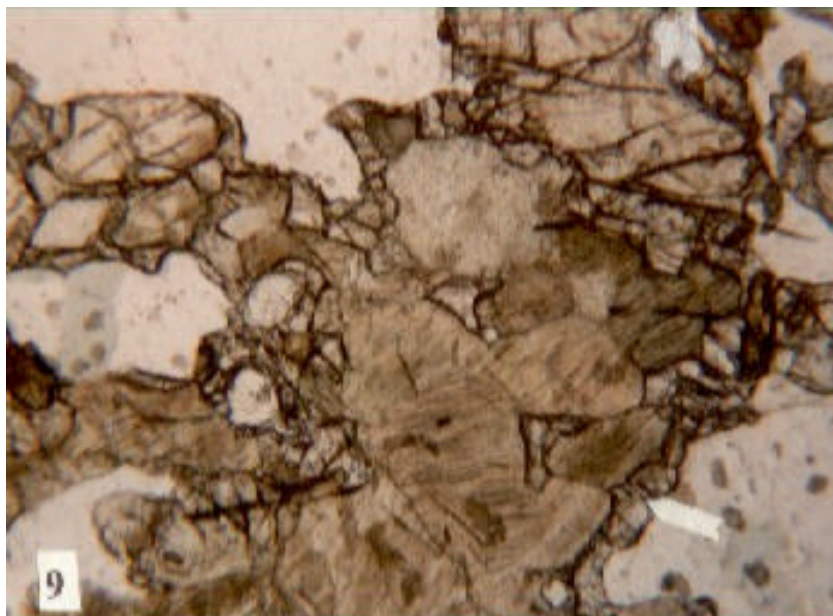


**Fotomicrografia 7:** uralitização progressiva e mimética dos piroxênios pelas bordas e fraturas e clivagens mostram que ocorreu entrada de água no sistema após a fase granulítica anidra que metamorfozou este gabro norito no Córrego do Guará - Complexo de Barro Alto (Amostra 802-114A - Trabalho de Graduação de 1980). Luz //; lado maior~1,6mm

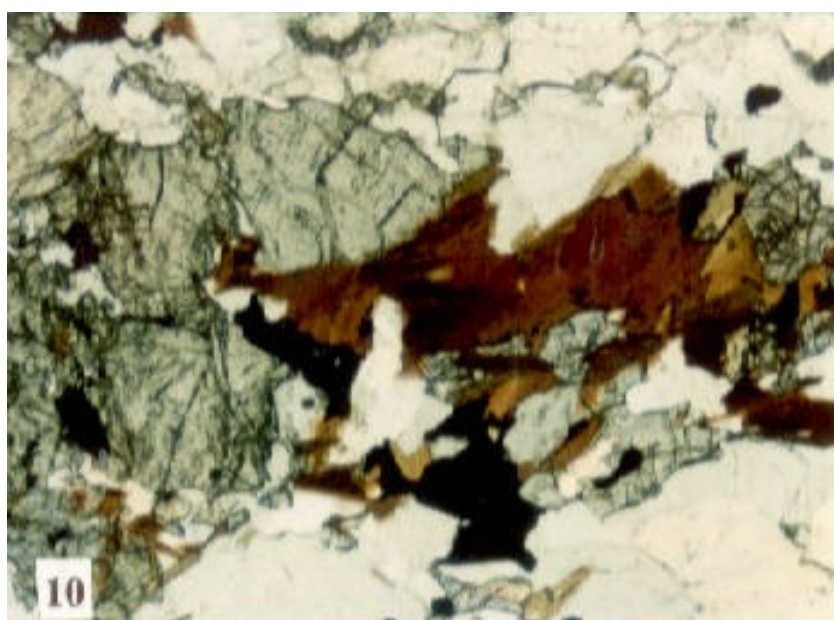


**Fotomicrografia 8:** meta-quartzo-diorito granulitizado (Amostra 802-113D - Trabalho de Graduação de 1980) do Córrego do Guará. É a matriz de brecha plutônica da fase intrusiva tardia do Complexo Barro Alto. Observar a biotita crescendo sobre grãos de piroxênio (principalmente opx) em nova foliação discordante dos grãos de opx e de cpx achatados. Luz //; lado maior~3,6mm.

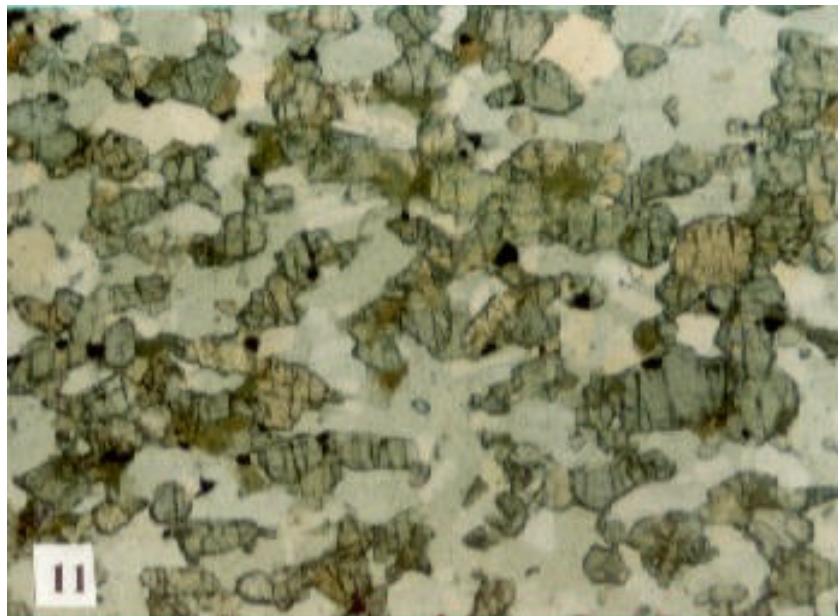




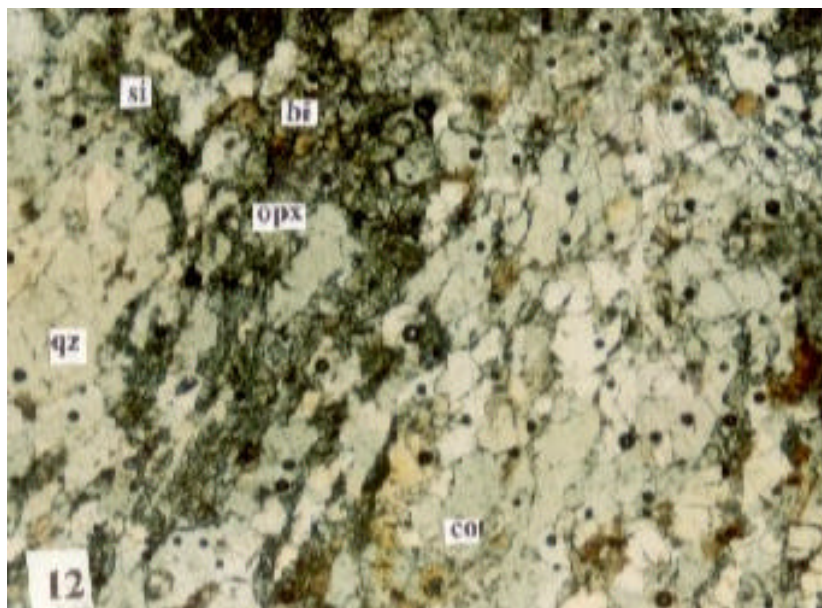
**Fotomicrografia 9:** xenólito de rocha calciossilicatada a quartzo, diopsídio, escapolita, plagioclásio, carbonato, titanita, granada no Córrego do Guará - Complexo Barro Alto (amostra 802-113G - Trabalho de Graduação de 1980). Observar escapolita formada sobre plagioclásio e granada reacional desenvolvida principalmente nas bordas do diopsídio. Luz //; lado maior~3,6mm.



**Fotomicrografia 10:** biotita hiperstênio granulito (matriz metamorfizada da brecha plutônica no Córrego do Guará; amostra 2MW591A2; ver fotos 10 a 12 do afloramento). Observar a biotita crescendo sobre o piroxênio. Luz//; lado maior~3,2mm.

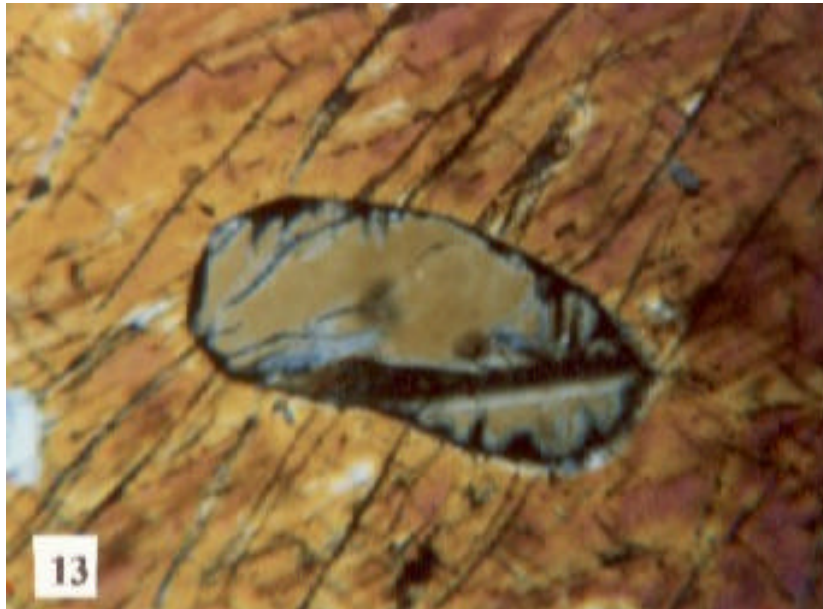


**Fotomicrografia 11:** opx-cpx granulitos máficos finos ocorrem como xenólitos em cordierita gnaiss (Intrusão de Vista Alegre- entre Goianésia e Cafelândia - Complexo Barro Alto; amostra 2MW588B). Origens que podem ser aventadas para estes xenólitos de granulitos finos e que são os mais comuns nestas brechas: supracrustais (metabasaltos); bordas resfriadas de pulso magmático mais máfico; *magma-mixing* com fase máfica resfriada por magma ácido mais frio; e blasto-cataclasitos de rocha máfica anterior. Luz //; lado maior~3,2mm.

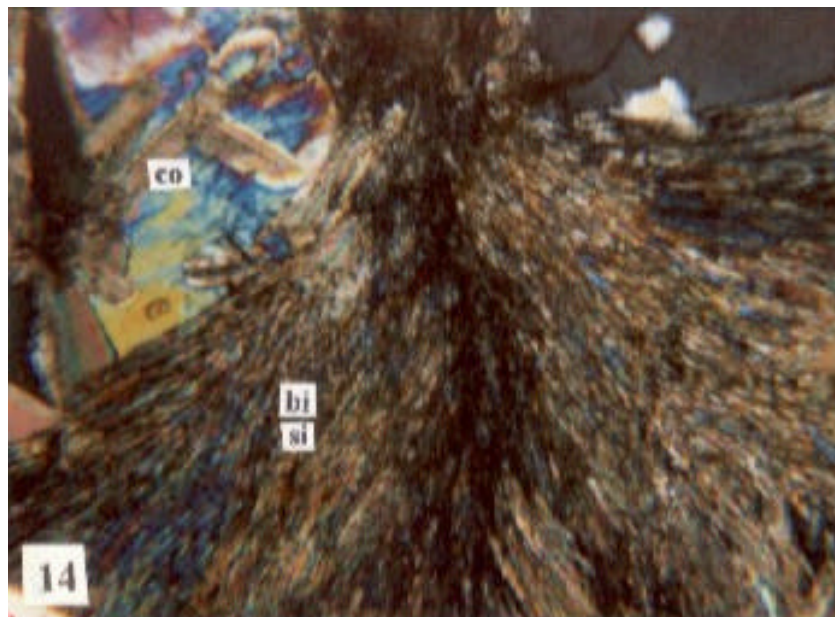


**Fotomicrografia 12:** no mesmo afloramento da foto anterior, ocorre autólito (amostra 2MW588C) com foliação não continuada na hospedeira (ver Foto 16). A cordierita (halos pleocrômicos amarelos) dá origem a sillimanita+biotita e estas, aparentemente, dão origem a hiperstênio (inclui acículas de sillimanita) +KF(?), demonstrando provável regranulitização. Luz //; lado maior~3,2mm.

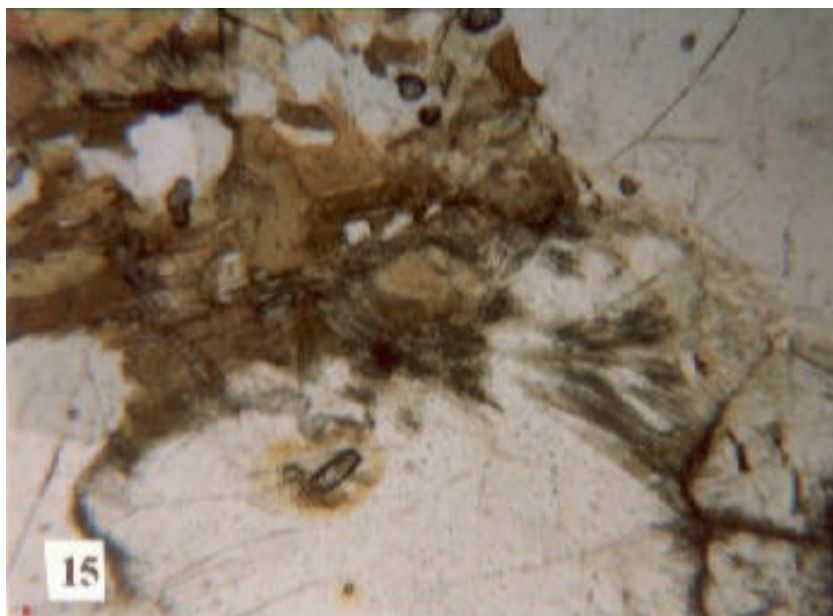




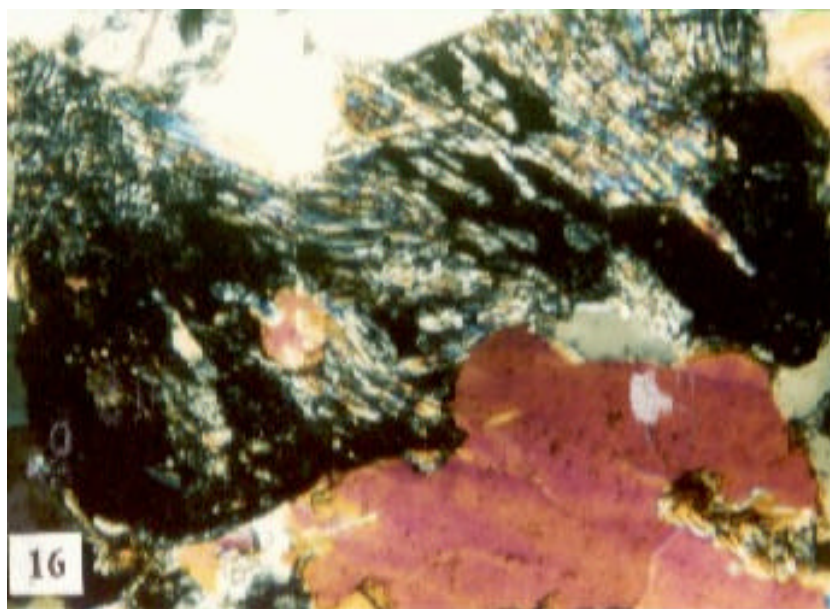
**Fotomicrografia 13:** hiperstênio-cordierita gnaiss (fácies metagranítica da mesma ocorrência das fotos anteriores; amostra 2MW588A2), mostrando, em destaque, inclusão de cordierita em hiperstênio da paragénese de evento metamórfico M1. Nicóis +; lado maior ~ 1,3 mm.



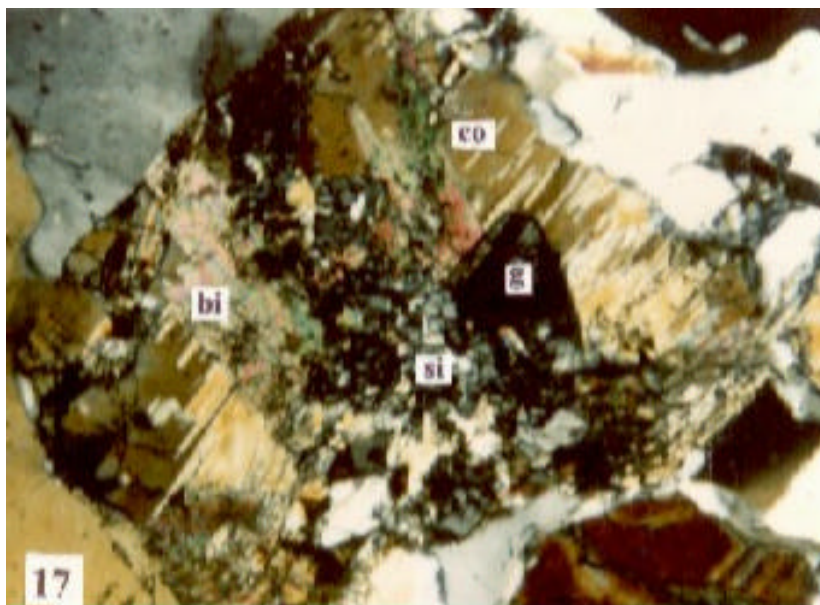
**Fotomicrografia 14:** mesma amostra da fotomicrografia anterior, destacando-se a transformação de cordierita em sillimanita acicular + biotita vermelha em simplectito disposto em feixe desenvolvido durante evento M2, com reações como:  $\text{crd} + \text{kf} + \text{H}_2\text{O} = \text{bio} + \text{sill} + \text{qz}$ ;  $\text{crd} + \text{esp} + \text{kf} + \text{H}_2\text{O} = \text{bio} + \text{sill}$ . Nicóis +; lado maior ~ 1,3 mm.



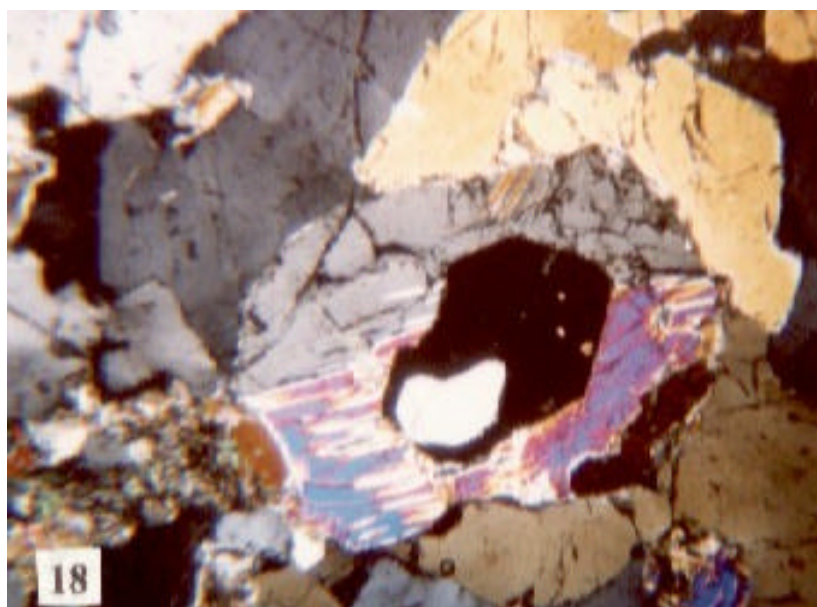
**Fotomicrografia 15:** ídem foto anterior, aqui mostrando a mesma reação em condições de pressão e temperatura mais baixas, com biotita verde clara e sillimanita fibrolítica ( $\pm$  cianita) junto às fraturas da cordierita. Luz //; lado maior  $\sim 1,4$  mm.



**Fotomicrografia 16:** mesma amostra das fotos anteriores. Aqui o biotita-sillimanita-granada-cordierita gnaiss metaplutônico mostra a cordierita transformando-se em simplectitos de sillimanita+biotita, sucedendo-se a estes cristalização de granada sobre a biotita+sillimanita (esta fica como acículas incluídas) e formação de  $\text{or} + \text{H}_2\text{O}(\text{?})$ . Observar inclusões de sillimanita dentro da granada que não reagiram e resto de cordierita (cores de interferência maiores devido à espessura da lâmina). Nicóis +; lado maior  $= 1,5$  mm.

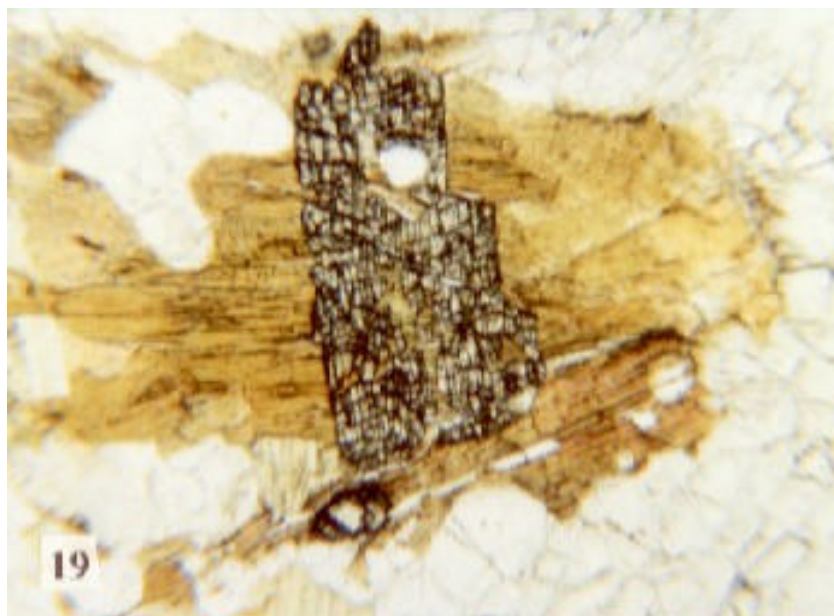


**Fotomicrografia 17:** biotita-sillimanita-granada-cordierita gnaiss (kinzigítico) metaplutônico (Intrusão de Vista Alegre- entre Goianésia e Cafelândia - Complexo Barro Alto; amostra 2MW588A1). Observar cristal de cordierita geminado dando origem a simplectito de biotita + sillimanita e estas à granada que cresce no meio do simplectito e para dentro da cordierita. Nicóis+; lado maior=1,4mm.

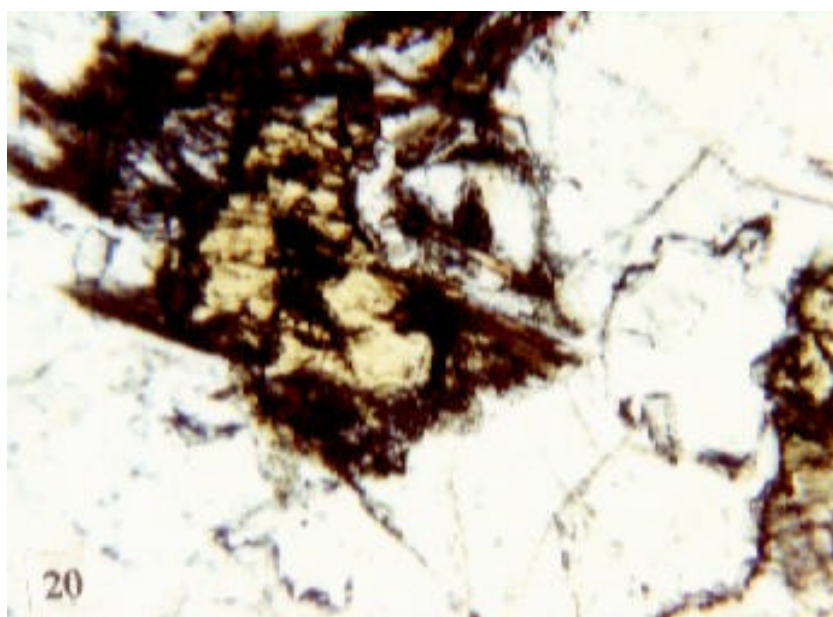


**Fotomicrografia 18:** mesma lâmina da foto anterior, aqui destacando inclusão de granada na cordierita e contendo inclusão de cordierita. Essa inclusão talvez corresponda à paragénese M1 (crd+kf+qz+hip±pl) mas pode ser interpretada, também, como um intercrescimento de geração mais nova de granada em um corte perpendicular à disposição vista na foto anterior. Nicóis+; lado maior=1,1mm.

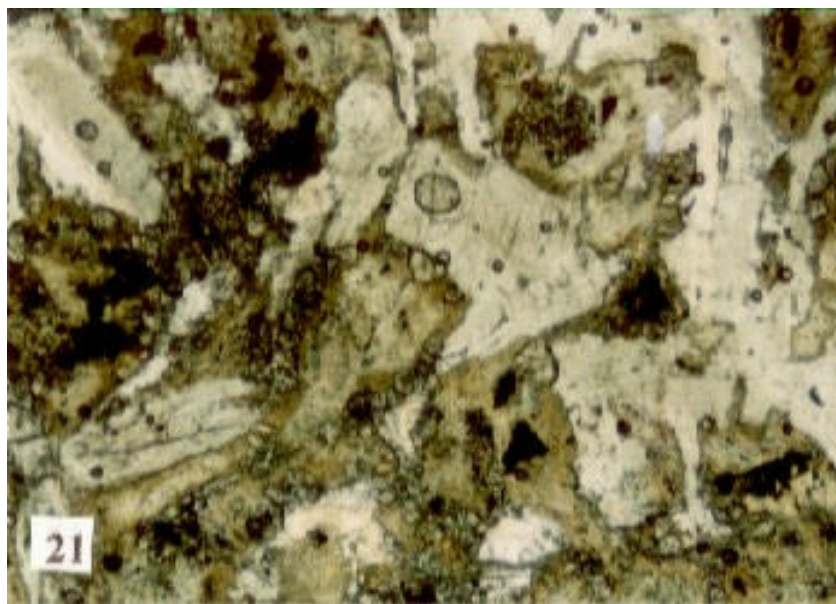




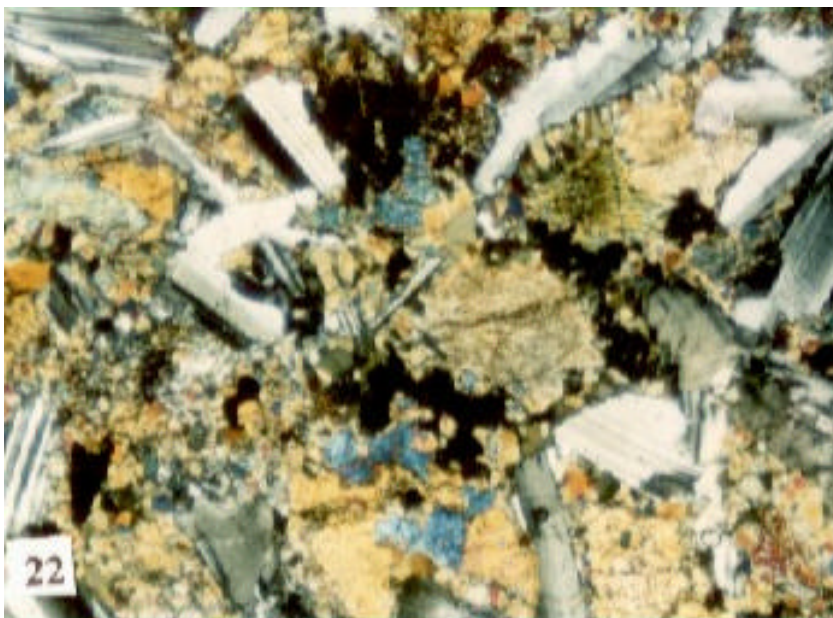
**Fotomicrografia 19:** mesmo afloramento das fotos anteriores (lâmina da amostra 2MW588A2), aqui destacando a formação de cianita sobre o simplectito biotita+sillimanita em evento metamórfico M3 em *continuum* por resfriamento isobárico ou superimposto (?) ao evento M2 que gerou os simplectitos bio+sill com hidratação da cordierita. Nicóis//; lado maior=1,1mm.



**Fotomicrografia 20:** mesma lâmina da foto anterior. Observar estaurolita *crescendo* sobre bio+sill o que define, junto com a cianita (foto anterior), um gradiente barrovio na fácies anfibolito para o evento M3, ou seja, condições metamórficas idênticas às das sequências Serra da Malacacheta e Juscelândia. Isto permite interpretar que a Sequência Serra de Santa Bárbara (granulítica) do Complexo Barro Alto já havia sido alçada para os níveis crustais do metamorfismo das outras sequências quando se desenvolveu a paragênese M3. Estas paragêneses dos eventos M1, M2 e M3, típicas de rochas meta-pelíticas ocorrendo em rocha de origem plutônica, indica ter havido, provavelmente, metassomatismo e/ou lixiviação (principalmente de alcalino-terrosos para formar estaurolita), pré ou sin metamorfismo.

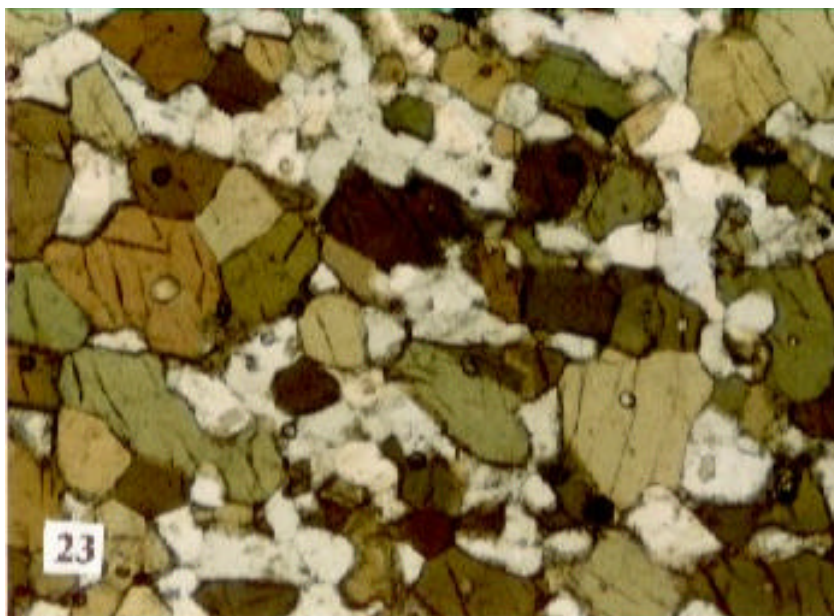


**Fotomicrografia 21:** metadiabásio coronítico da Serra da Figueira no Complexo Barro Alto (amostra 2MW593A) com textura sub-ófica preservada. Transformação metamórfica tardia de uralitização (hornblenda verde clara) com exsolução de ilmenita no núcleo do antigo piroxênio com bordas de hornblenda de cores mais fortes e coroa de granada reacional. Luz //; lado maior=3,2mm

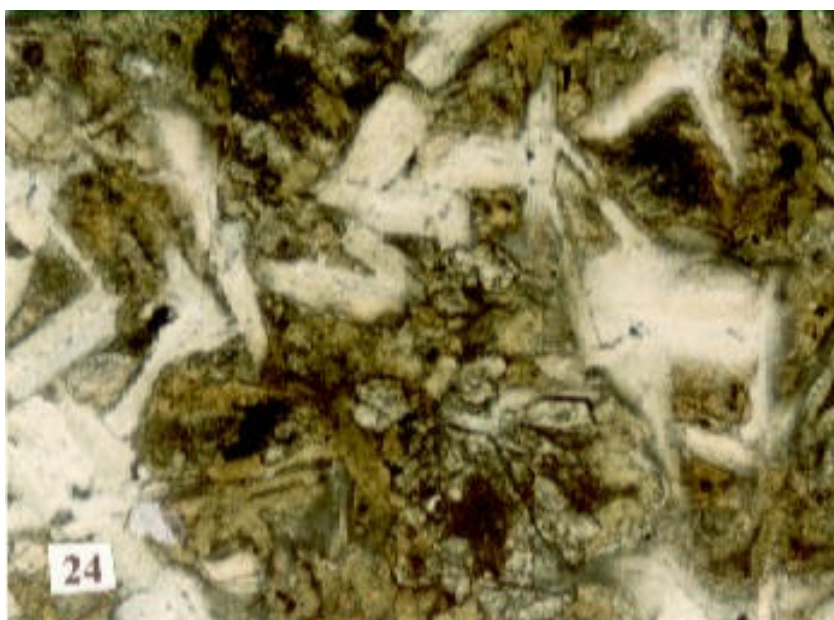


**Fotomicrografia 22:** ídem, outro campo da mesma lâmina, com nicóis +; lado maior=3,2mm.

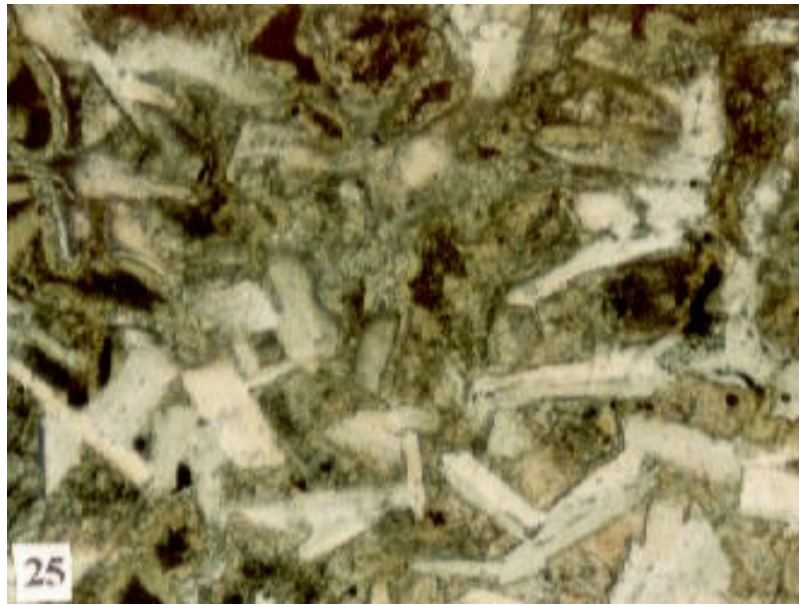




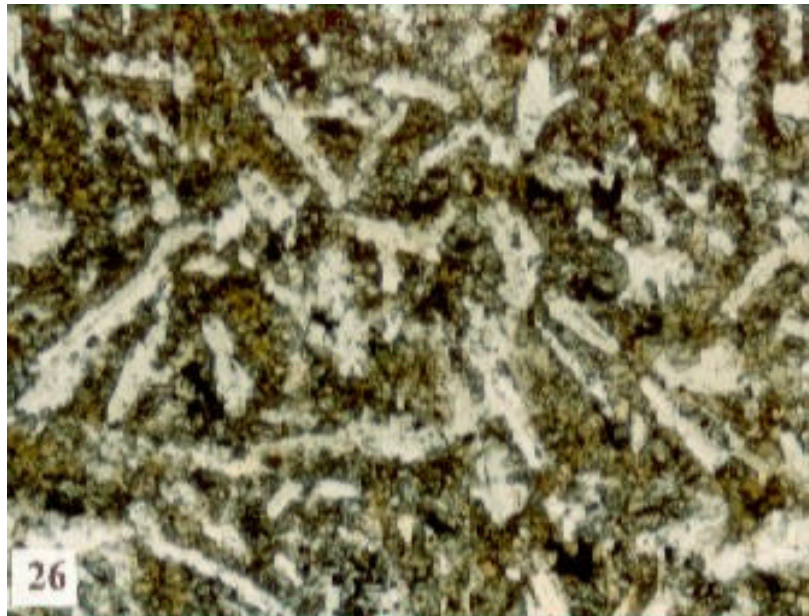
**Fotomicrografia 23:** anfibolito maciço da Serra da Figueira (ponto 2MW597) apresenta textura granoblástica média a grossa, é composto por plagioclásio e hornblenda essenciais e ocorre, lado a lado, associado aos metagabros com textura subofítica a coronítica de provável camada 2 a 3 de antiga crosta oceânica da Sequência Juscelândia. Em outros locais dessa serra apresenta-se granadífero, maciço ou bandado, idêntico aos granada anfibolitos bandados da Sequência Serra da Malacacheta que se desenvolve mais amplamente a leste, em contato tectonizado com a faixa granulitizada (Sequência Serra de Santa Bárbara) do Complexo Barro Alto. Luz //; lado maior=3,2mm.



**Fotomicrografia 24:** meta-diabásio da Serra da Figueira com textura subofítica a diabásica. Neof ormation de granada entre augita reliquiar, em grande parte uralitizada (hornblenda neof ormada pós granada) e as ripas de plagioclásio.(ponto 2MW593). Luz //; lado maior=3,3mm.

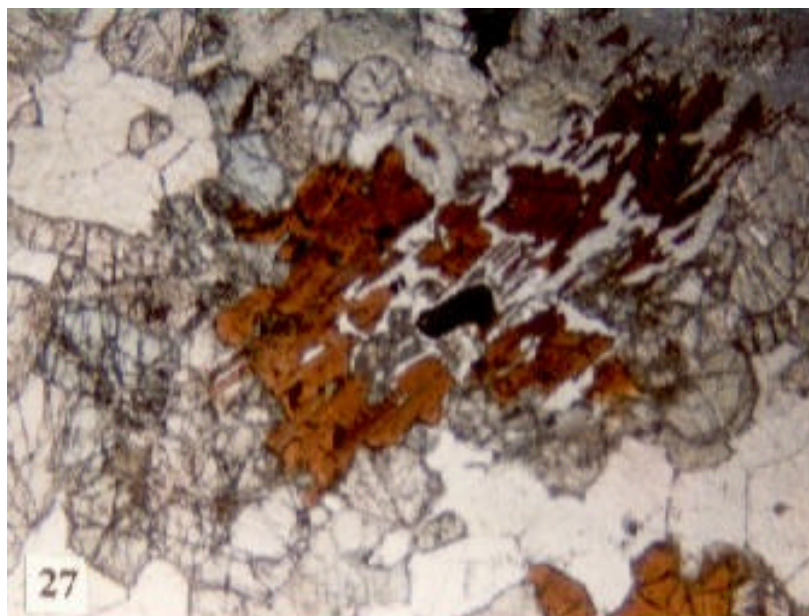


**Fotomicrografia 25:** semelhante à foto anterior, esta fácies média representa a transição entre coronitos grossos e meta-diabásios muito finos (a seguir). Esta gradação pode dar-se em questão de metros no campo. As coronas, de complexidade variável, podem apresentar núcleo preservado olivínico (Fo~70) ou de opx e coroas de granada, de simplectitos (cpx/espínélio ou hornblenda/pagoclásio) e *nuvens* ou *gotas* de espínélio no plagioclásio hospedeiro (labradorita até anortita). Luz //; lado maior=3,2mm

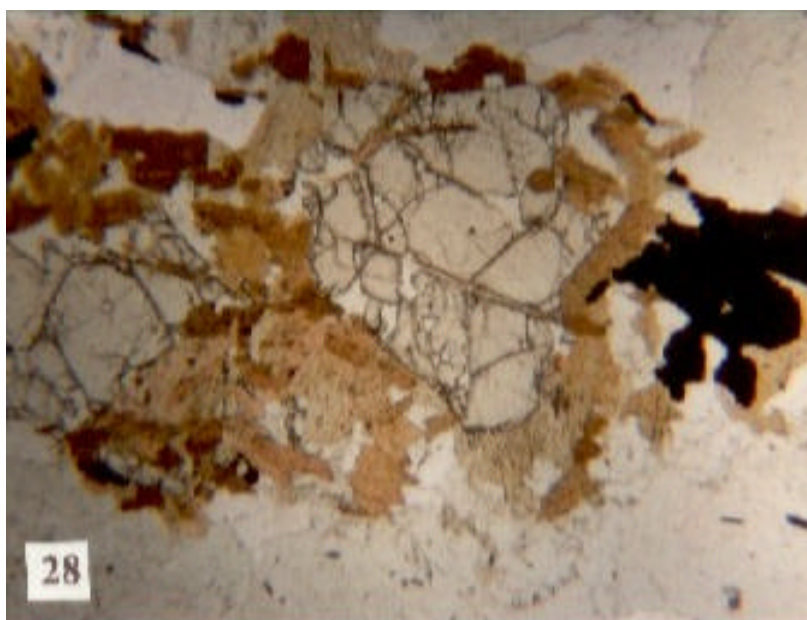


**Fotomicrografia 26:** microgabro da Serra da Figueira com textura diabásica preservada e ripas (~0,7mm) reliquias de plagioclásio entre hornblenda, opacos, granada, epidotos.. e relictos de piroxênio. Esta é a fácies de transição com os metabasaltos (anfíbolitos finos) da base da Sequência Juscelândia, demonstrando, juntamente com as assinaturas geoquímica idênticas, a continuidade estratigráfica entre estas duas sequências. Luz //; lado maior=3,2mm.

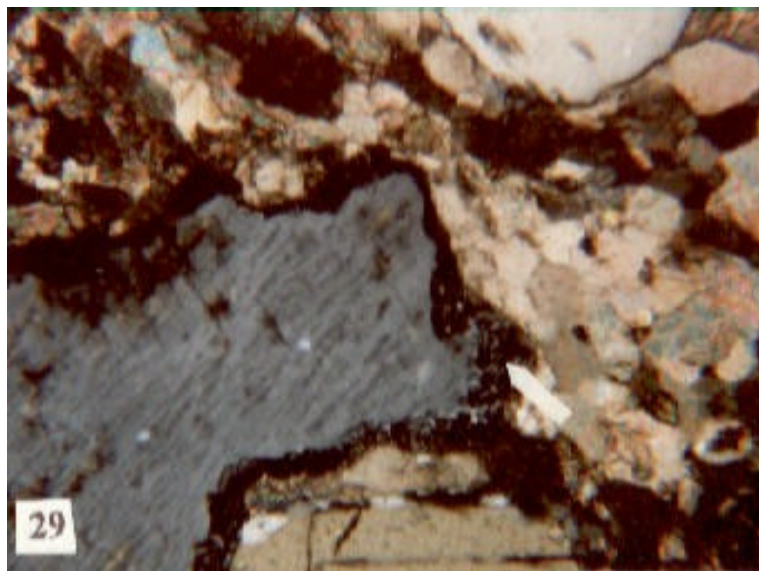




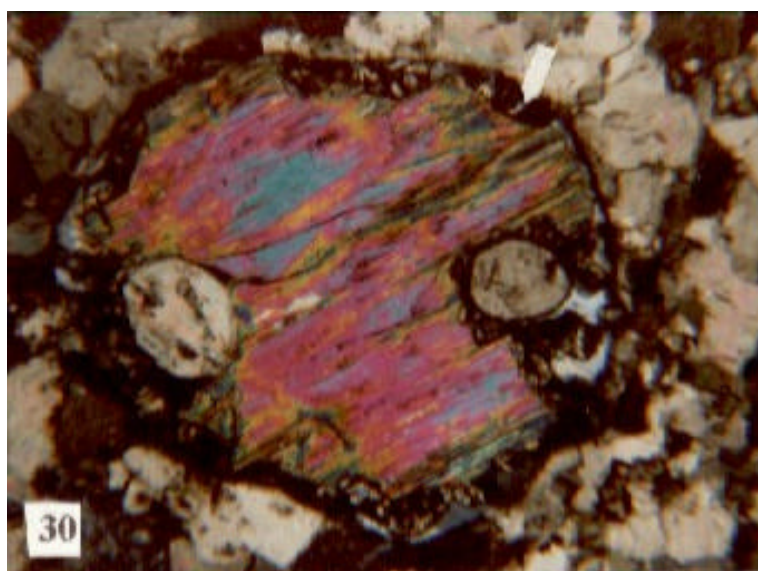
**Fotomicrografia 27:** simplectito de biotita+quartzo (retrometamorfismo estático) crescido sobre hiperstênio em granulito gabro-diorítico durante fase metamórfica superimposta, com entrada de H<sub>2</sub>O. Na pedreira de Jaraguá, 500m a N, ocorre migmatização/ anatexia em fácies ácidas. (ponto 2MW54) luz //; lado maior=4,0mm.



**Fotomicrografia 28:** biotita em coroas e em fraturas de granada em gnaiss granodiorítico que apresenta bandamento difuso e aspecto mosqueado por pontos desta biotita pseudomorfisando granada; 17 km a N de Nerópolis para Ouro Verde. (ponto 2MW7). Luz // ; lado maior=3,8mm.

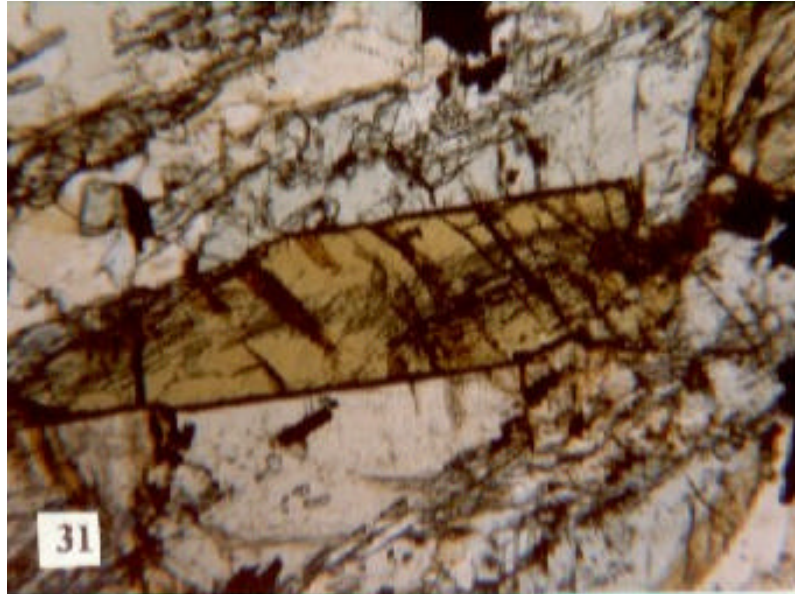


**Fotomicrografia 29:** mármore tectonizado de Goianira (relicto supracrustal da Sequência Anicuns-Itaberaí (?) na crosta granulitizada) contem fragmentos tectônicos de gnaisses (ver fotos 26 e 27) e minerais silicáticos dispersos que reagiram com os carbonatos no metamorfismo de alto grau. Na foto ortoclásio pertítico que reagiu com a calcita e óxidos (opacos) para formar granada em coroa reacional. (ponto 2MW607). Nicóis +; lado maior~1,2mm.

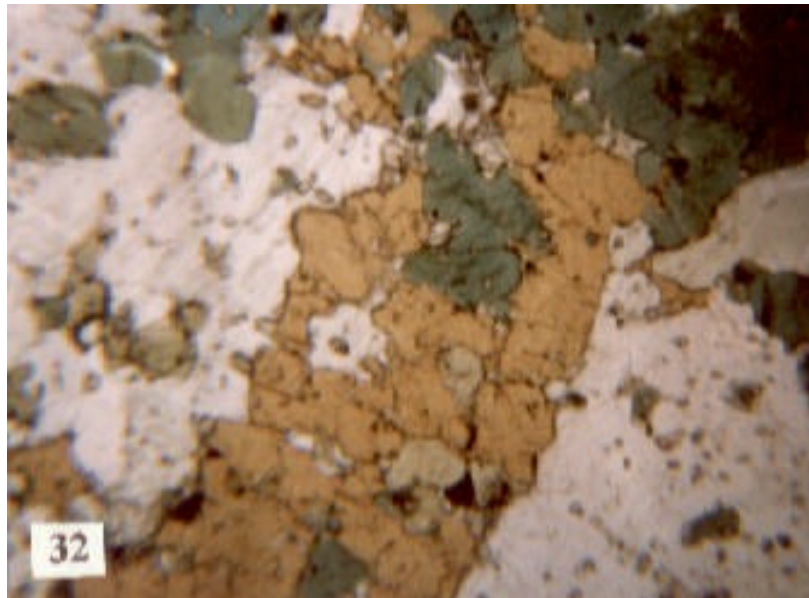


**Fotomicrografia 30:** mesmo mármore da foto anterior. Um aspecto textural conspícuo deste mármore tectonizado é o comum arredondamento de minerais principalmente silicáticos como diopsídio, escapolita, titanita, ortoclásio.. Na foto, em destaque: 1) o arredondamento que se deu em dois momentos (um referente a inclusões carbonáticas e outro da escapolita que inclui estes carbonatos arredondados); 2) a coroa simplectítica de grossulária+quartzo de reação entre a escapolita e os carbonatos. A interpretação desta textura é a de formação por processos iterativos de blastese e de cominuição/dissolução cristalina por pressão sob condições de forte cisalhamento a altas temperaturas, com fluxo plástico da matriz carbonática e rolamento/brechação das fases silicáticas mais rúpteis. Nicóis +; lado maior~1,2mm.

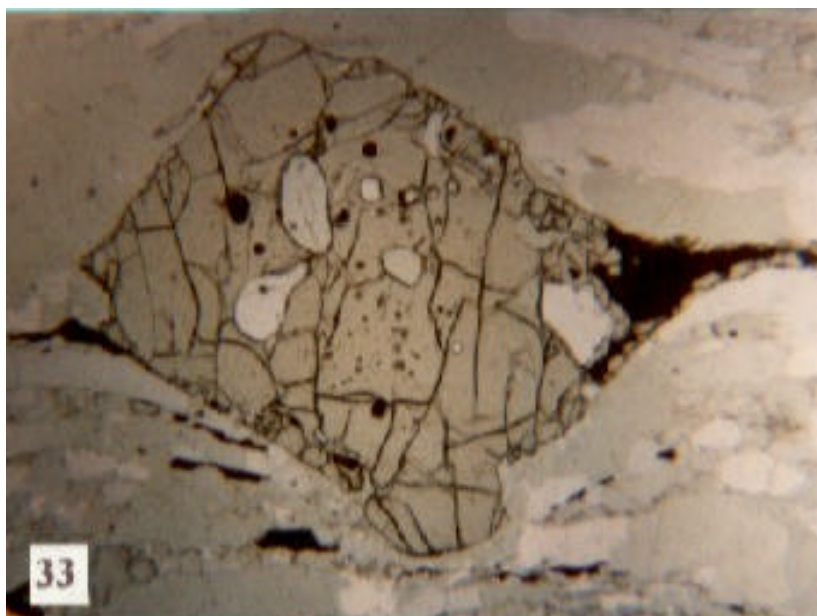




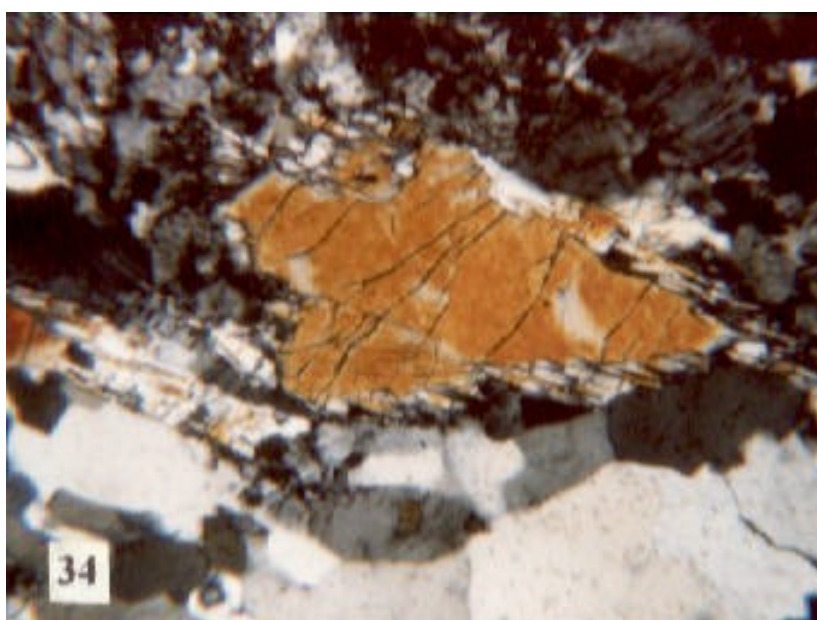
**Fotomicrografia 31:** idioblasto pós-tectônico de estaurolita em formação ferro-titanífera bandada, com *níveis* de ilmenita + magnetita entre níveis de quartzo + sillimanita =>(+cianita + muscovita). Esta rocha associa-se com rocha metabásica fina a média, maciça e anfibolitizada e com rocha calcissilicática (ver foto seguinte) no local Vicente, entre Araçu e Itauçu, no contato do bloco granulitizado com faixa anfibolito-migmatítica do Complexo Anápolis-Itauçu (ponto 2MW587 junto e a leste da área detalhada). A paragênese cianita+estaurolita+muscovita representa evento metamórfico na fácies anfibolito de gradiente barroviano acompanhado de hidratação e superposto ao evento granulítico. Luz //; lado maior ~ 1,4mm.



**Fotomicrografia 32:** rocha calcissilicática que ocorre em alternância métrica com leptinito muscovitizado, 800m a W do ponto da foto anterior, mostrando a associação de gossulária andradítica (amarela), diopsído hedenbergítico (verde) e anortita. Ocorrem também epidotos e titanita entre outros acessórios. As associações litológicas citadas indicam a participação de rochas supracrustais nos terrenos granulíticos. (ponto 2MW586).Luz //; lado maior ~ 3,2mm.



**Fotomicrografia 33:** sillimanita granada quartzito feldspático com espinélio (~leptinito) que ocorre cerca de 6 km a NE de Ouro Verde. Na foto destaque para a granada tardi-tectônica e para a textura *flaser* de recristalização dinâmica. (ponto 2MW10). Luz //; lado maior ~ 3,7mm.

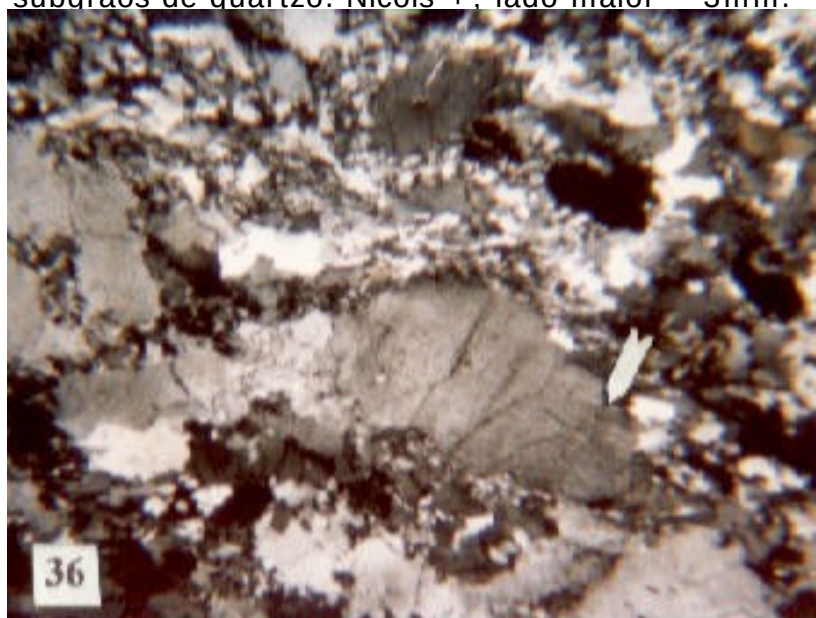


**Fotomicrografia 34:** granada sillimanita gnaiss provavelmente meta-plutônico associado com rochas máficas 11km de Itaguari para Itaguari no COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU. A textura é cataclástica (*mortar*) com faixas de maior moagem como a da foto onde ocorre sillimanita fragmentada. Sobrecrescimentos aciculares neste fragmento indicam a iteração de processos de cominuição e de blastese mineral relacionados a eventos de tensão (moagem) e relaxamento (aquecimento e blastese), até fase pós-tectônica. (ponto 2MW42). Nicóis +; lado maior ~ 3mm.



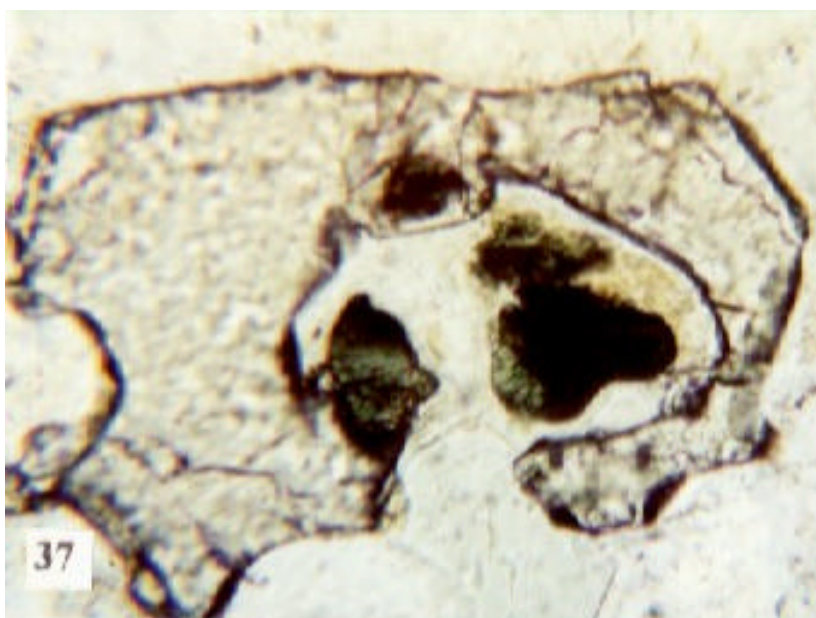


**Fotomicrografia 35:** metagranito grosso do local Mato de Dentro, a sul da Intrusão Máfico-ultramáfica da Serra do Brandão, Taquaral de Goiás, transformado em gnaiss leptinitico com feldspatos e quartzo estirados, fragmentados em sub-grãos como conjuntos achatados e crenulados (ver foto 33). Esta fácies *ultracataclástica a seco*, recrystalizada na fácies granulito, origina leptinito por cominuição progressiva dos grãos minerais (fotomicrografia a seguir). No centro da foto, banda submilimétrica (Sn) de sillimanita associada com granada e massa sericítica, retrometamórfica destes dois minerais, separa subgrãos de ortoclásio pertítico (parte de cima da foto) de subgrãos de quartzo. Nicóis +; lado maior ~ 3mm.



**Fotomicrografia 36:** fácies transicional entre o metagranito da foto anterior e leptinitos típicos (ver foto 33), aqui destacando porfiroclasto de ortoclásio pertítico (seta) que foi cataclasado e recrystalizado, formando faixas ou fitas (textura *flaser*) finas desconínuas de quartzo e ortoclásio, com sillimanita e granada dispersas ou concentradas em faixas. (ponto 2MW619). Nicóis +; lado maior ~ 3mm.





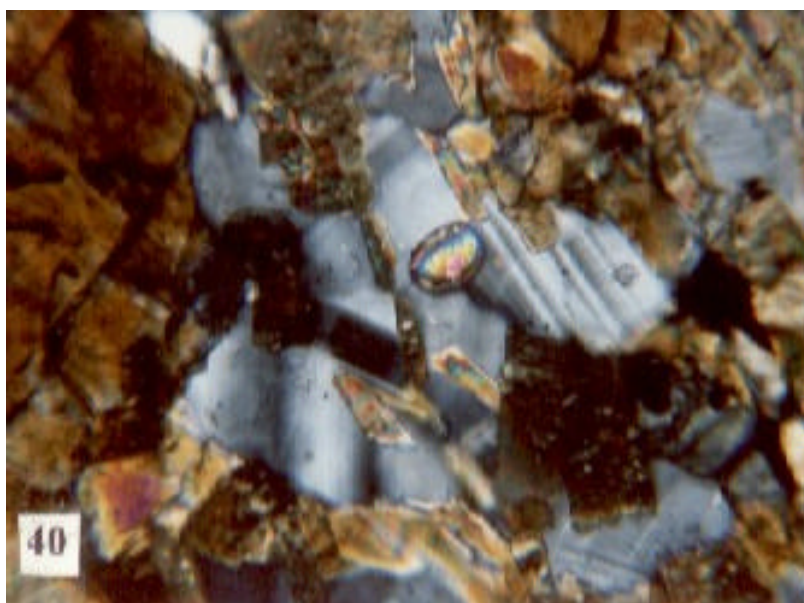
**Fotomicrografia 37:** nos leptinitos desta região é comum ocorrer a paragênese  $qz+esp \Rightarrow gra+sill$ , ficando o espinélio como inclusão no alumossilicato e/ou na granada, indicando equilíbrio meta-estável com aumento de pressão ou, mais provável, resfriamento isobárico. (ponto 2MW625). Luz //; lado maior ~ 0,55mm.



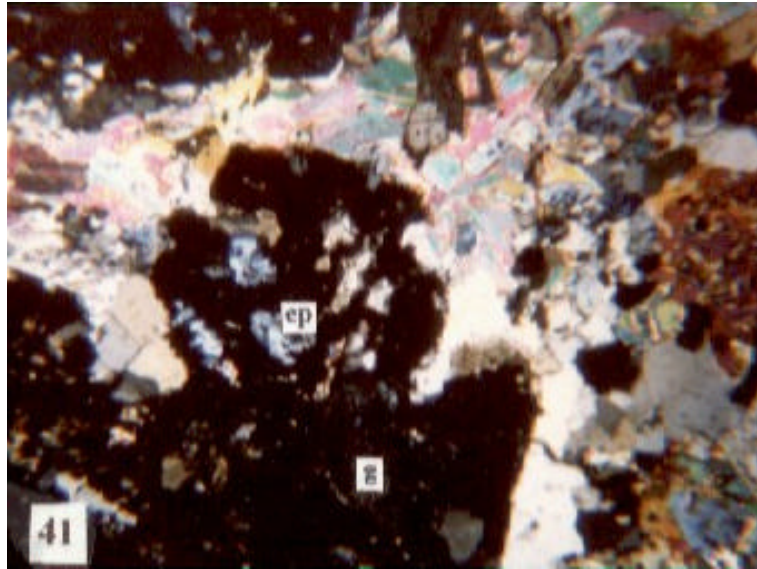
**Fotomicrografia 38:** na evolução de rochas granitóides para leptinitos ocorre, associadamente, o arredondamento de minerais termo e fisicamente resistentes como o zircão aqui ainda idiomórfico dentro do meta-granito Mato de Dentro (ver foto 33 e fotomicrografia 35). (ponto 2MW620). Luz //; lado maior ~ 0,55mm.



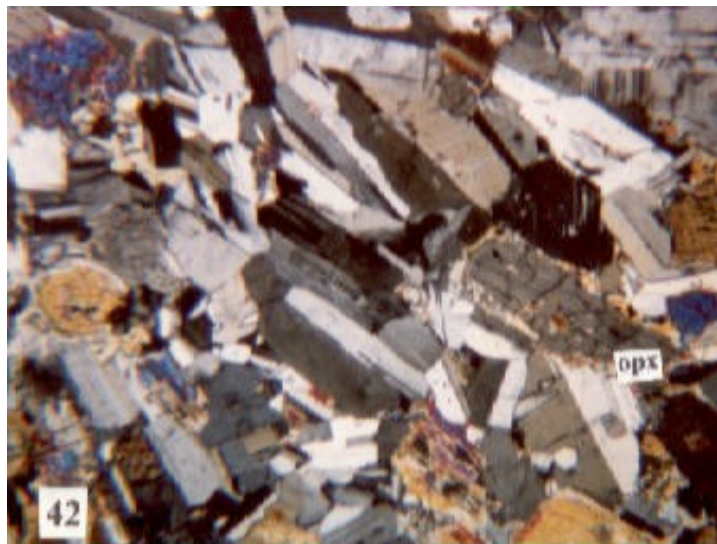
**Fotomicrografia 39:** na fácies de transição entre leptinitos e metagranito (foto 33 e fotomicrografia 36), com a recrystalização dinâmica em alto grau, cristais de zircão mostram arredondamento variável de acordo com a posição em faixas preservadas ou em faixas mais *milonitizadas*. (ponto 2MW619). Luz //; lado maior ~ 0,55mm.



**Fotomicrografia 40:** o arredondamento de zircão como o do centro da foto é tido como indicador de origem psamítica porém tal origem é impossível neste caso vista a rocha onde se aloja: trata-se de um diorito granulitizado que sofreu milonitização em alto grau com bandas centimétricas (campo da foto) onde os grãos de piroxênios, aos quais associa-se a andesina, foram fragmentados e sofreram recrystalização dinâmica com biotitização e uralitização (ponto 2MW1; pedreira de Hinterlândia a NW de Anápolis). Nicóis +; lado maior ~ 0,55mm.

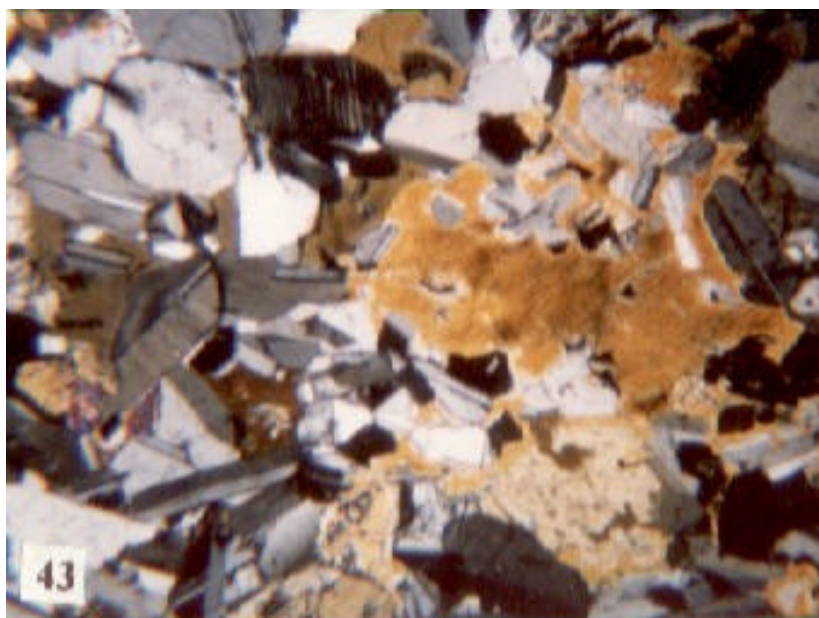


**Fotomicrografia 41:** o corpo máfico da Serra do Gongomé, da Supersuíte Plutônica Americana do Brasil, apresenta núcleo ígneo preservado, com metamorfismo marginal para anfibolitos. As transformações estáticas marginais deste maciço dão lugar a fácies anfibolíticas, com deformação penetrativa regional correlacionada à do metamorfismo retrógrado superimposto aos granulitos que ocorrem em contato tectônico a leste. A foto retrata fácies de borda, com metamorfismo estático gerando granada anfibolito porfiroblástico maciço (*perebento*) com granada poiquiloblástica tardia (inclusões de epidoto e outros minerais), biotitização e uralitização (hornblenda cummingtonítica com rutilo e quartzo associados) do piroxênio e saussuritização (epidoto+albita, margarita) da labradorita. (ponto 2MW268). Nicóis +; lado maior ~ 3,4mm.

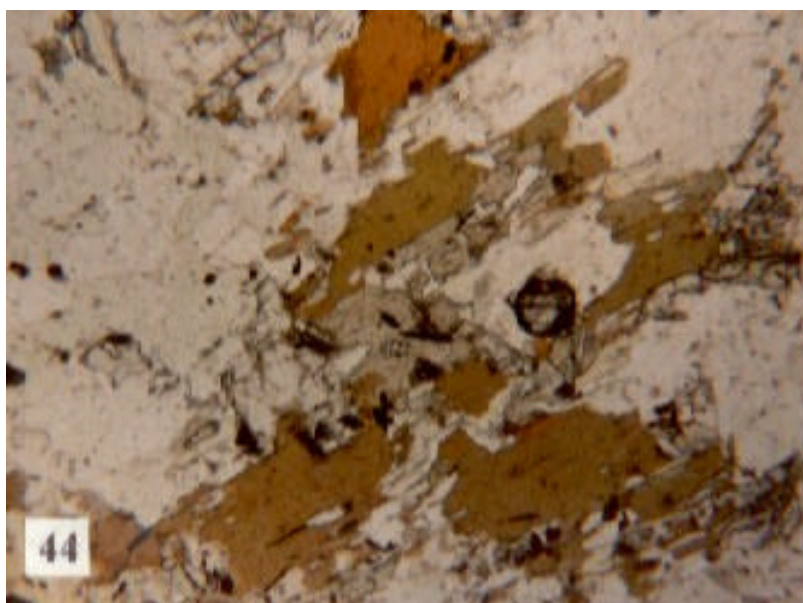


**Fotomicrografia 42:** na mesma intrusão da foto anterior, mais internamente vão ser encontradas fácies gabróicas, gabro-noríticas e gabro-dioríticas. Aqui, em destaque, fácies gabro-norítica com textura de laminação ígnea, mostrando hiperstênio e augita com pequenas coroas uralíticas entre cristais orientados de labradorita (ponto 2MW269). Nicóis +; lado maior ~ 3,4mm.

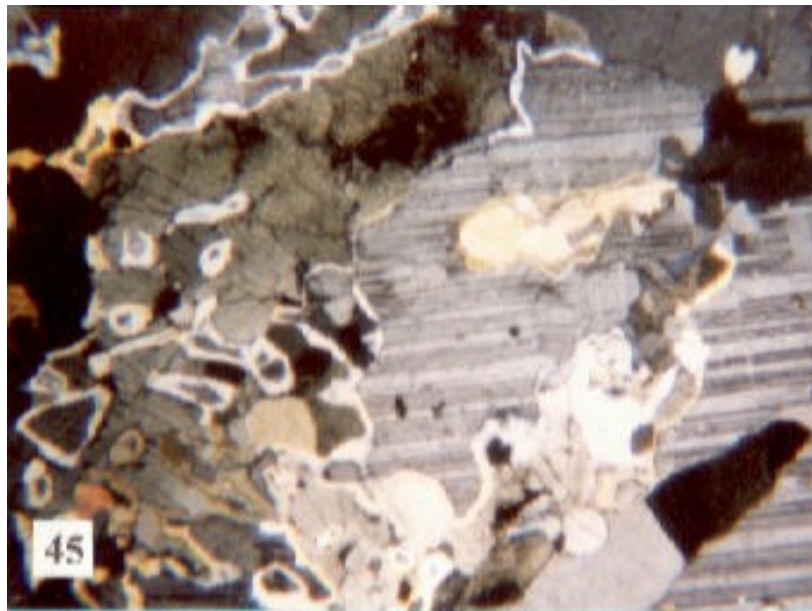




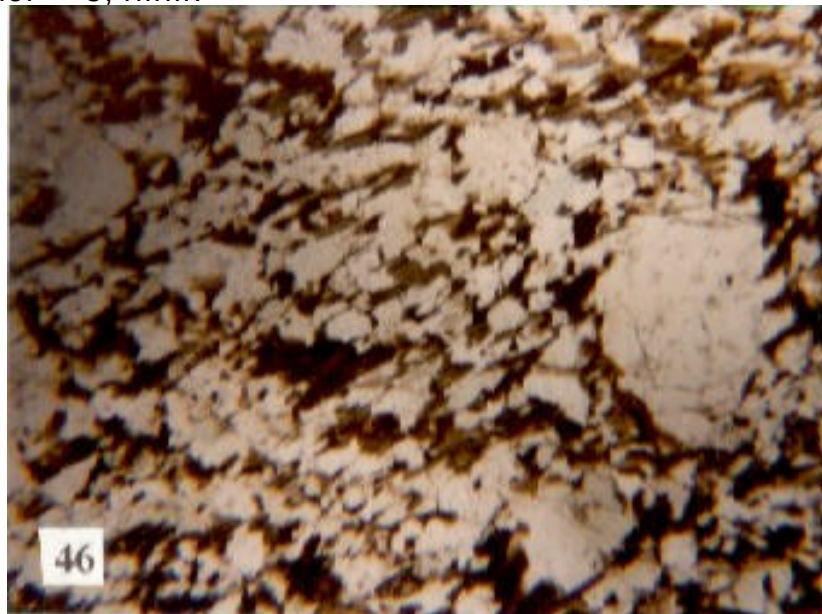
**Fotomicrografia 43:** mesma lâmina da foto anterior, aqui mostrando o avanço da transformação uralítica (tardi-magmática?), com hornblenda poiquiloblástica de reação opx e plagioclásio exsolvendo ilmenita (textura *schiller*) e com inclusões de labradorita (ponto 2MW269). Nicóis +; lado maior ~ 3,4mm.



**Fotomicrografia 44:** biotita marrom e hornblenda metamórficas apresentam-se sub-orientadas em gabro-diorito com textura (não visível na foto) sub-ofítica preservada. Esta rocha corresponde à fácies intrusiva (tardia) do mesmo corpo máfico das fotos anteriores. Em afloramento, apresenta xenólitos centimétricos da fase mais máfica. (ponto 2MW329). Luz //; lado maior ~ 1,5mm.

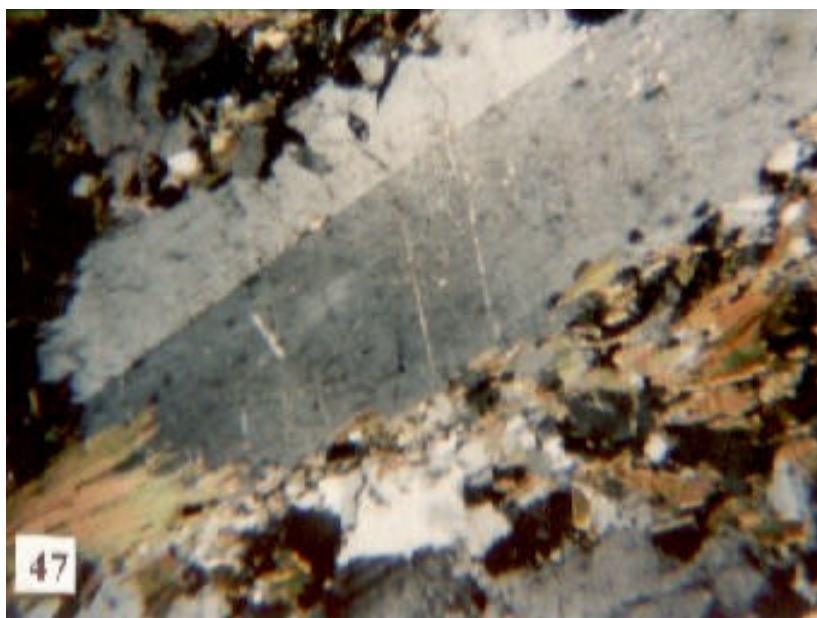


**Fotomicrografia 45:** entre os terrenos granulíticos dos Blocos Capelinha, a oeste, e Anápolis-Itauçu, ocorrem terrenos anfibolito-gnáissico-migmatíticos, um provável embasamento gnáissico antigo, com restos de supracrustais e contendo massas plutônicas, máficas a ácidas, mais jovens correlacionáveis, em parte, com as intrusões da Supersuíte Americano do Brasil. Transformadas para anfibolitos, gnaisses diversos e migmatitos, raramente estas massas intrusivas mais jovens são distintas das rochas mais antigas. Apresentam, localmente, texturas preservadas como a da foto que destaca fácies gabro-anortositica de um complexo máfico anfibolitizado que ocorre na região da Faz. Monjolinho, entre Ordália e Americano do Brasil. Observar as coroas reacionais com zoisita entre labradorita pós-cumulus (?) e diopsídio frequentemente uralitizado (ponto 2MW257). Nicóis +; lado maior ~ 3,4mm.

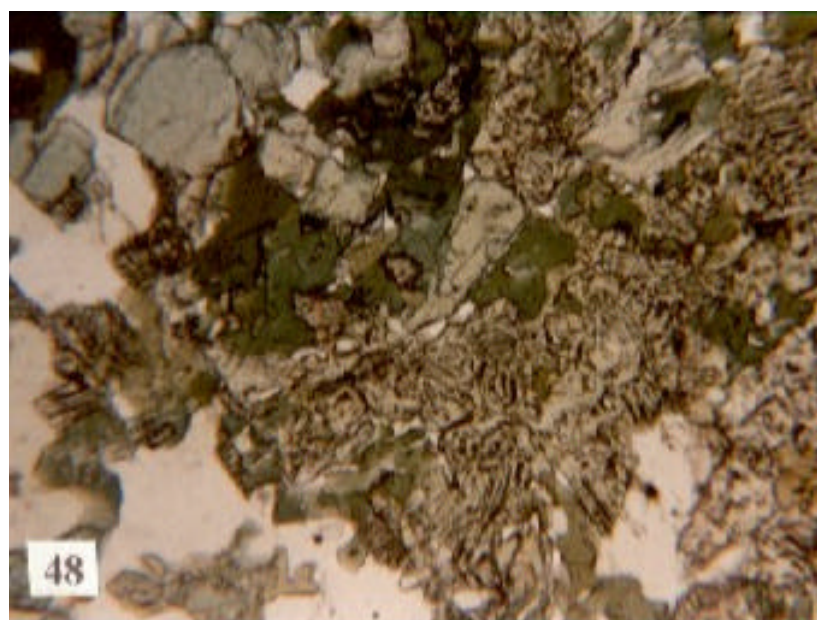


**Fotomicrografia 46:** meta-microdiorito com textura blastoporfirítica, biotita marrom e andesina. Ocorre no Rio Salgado como xenólito (foto 44) em anortosito (Complexo Santa Bárbara; Silva,1991) que apresenta plagioclásio centimétrico.(ponto 2MW467).Luz //;lado maior~ 3,6mm.





**Fotomicrografia 47:** textura blastoporfirítica em sill(?) de anfibolito (meta-microdiorito) que ocorre como fácies periférico do corpo quartzo-diorítico gnaissificado de Camaquã em região tectonizada do contato com granulitos que apresentam leptinitos muscovitizados. (14 km a oeste de Itauçu em direção à Ordália; ponto 2MW246). Nicóis +; lado maior ~ 3,6mm.

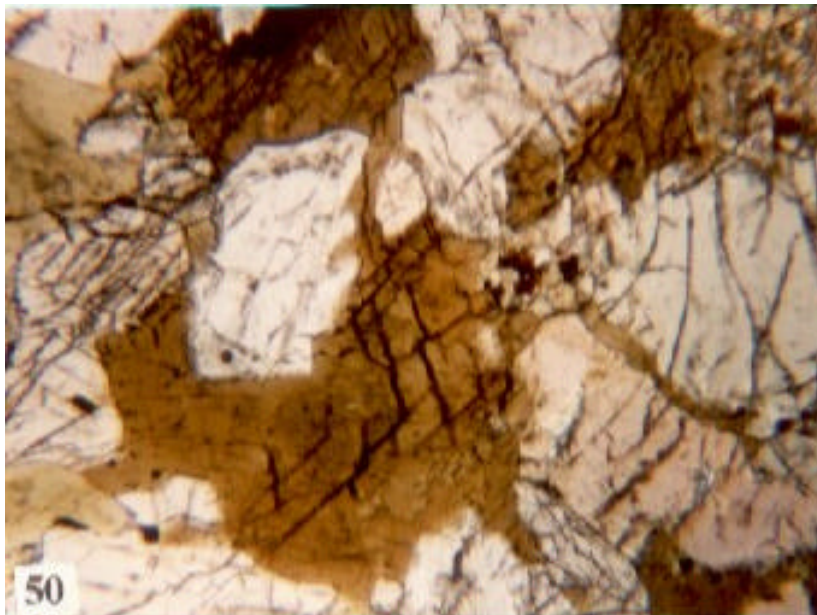


**Fotomicrografia 48:** na mesma região da foto anterior, o meta-quartzo diorito apresenta xenólito metabásico (ver foto 51) com paragênese granulítica constando de diopsídio e andesina/labradorita granoblásticos e sub-orientados, com retrometamorfismo na fácies hornblenda hornfels desenvolvendo hornblenda verde em um primeiro momento e simplectitos de epidoto+albita e epidoto+quartzo reacionais entre diopsídio - plagioclásio - hornblenda neoformada. (ponto 2MW250). Luz //; lado maior ~ 1,5mm.

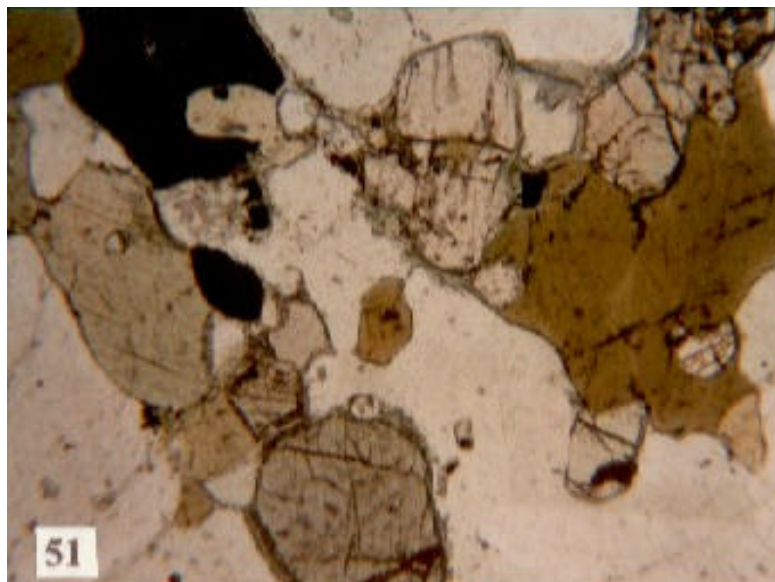




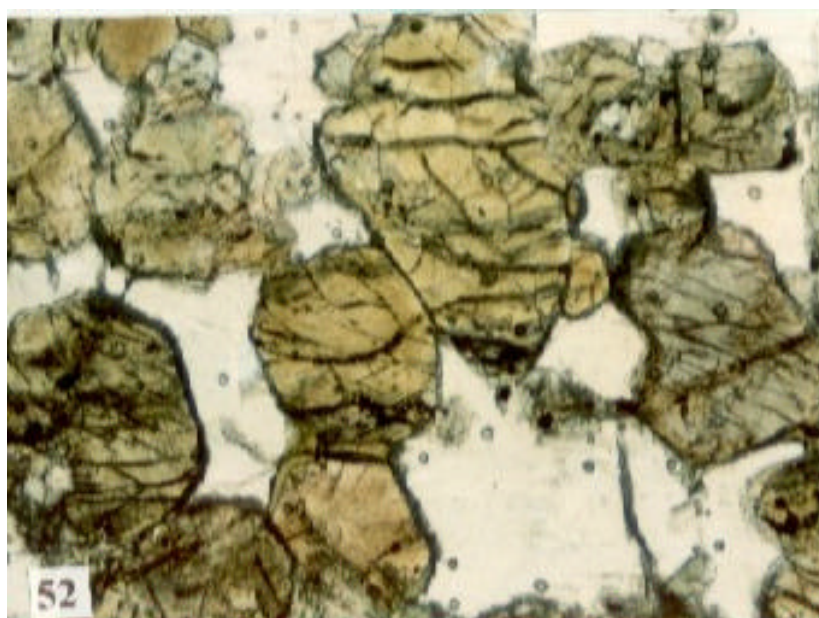
**Fotomicrografia 49:** meta-norito da intrusão máfico-ultramáfica Água Clara (Bressan,1977; Nilson,1992) no bloco granulítico Capelinha do Complexo Anápolis-Itaçu, aqui destacando-se a *boudinage* incipiente em cristal mais desenvolvido de hiperstênio (com exsolução metamórfica da fase ferro-titanífera no *pinch*) e a textura *cumulus* preservada (ponto 2MW225 na Faz. dos Paulistas). Luz //; lado maior ~ 3,6mm.



**Fotomicrografia 50:** a intrusão de Água Clara continua para sudeste com metagabros e meta-piroxenitos *capeados* e entre terrenos leptiniticos que formam regiões serranas. Em destaque na foto, a uralitização pelas bordas, fraturas e clivagens dos cristais de opx, com geração de hornblenda marrom de alto grau metamórfico em meta plagioclásio ortopiroxenito com diopsídio. (ponto 2MW498). Luz //; lado maior ~ 3,6mm.

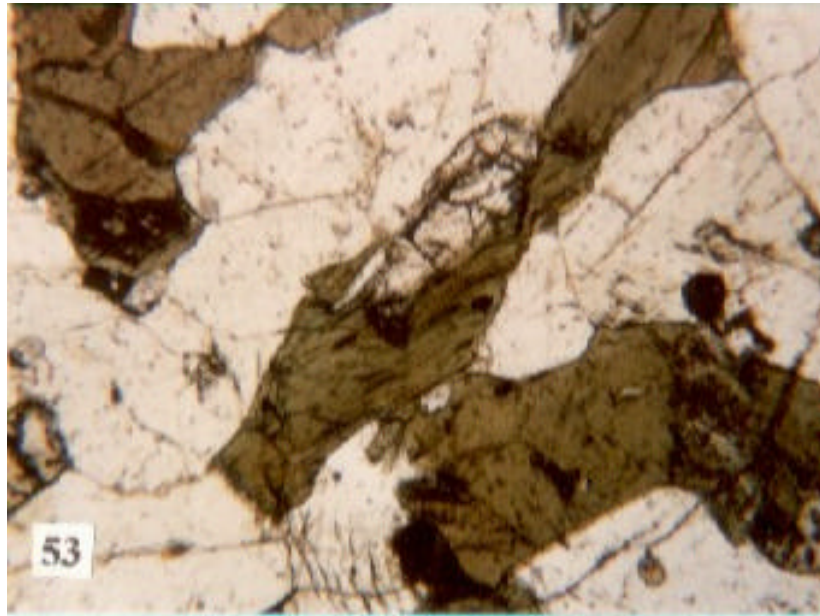


**Fotomicrografia 51:** metanorito na mesma região a sudeste da intrusão de Água Clara, com textura ígnea preservada e mostrando uralitização em dois estágios: 1) a hornblenda marron com restos de opx atesta entrada de água e a reação  $\text{opx} + \text{labradorita} + \text{H}_2\text{O}$  em alto grau e 2) as bordas de uralita verde clara indicam alteração em mais baixo grau (ponto 2MW490). Luz //; lado maior ~ 1,5mm.

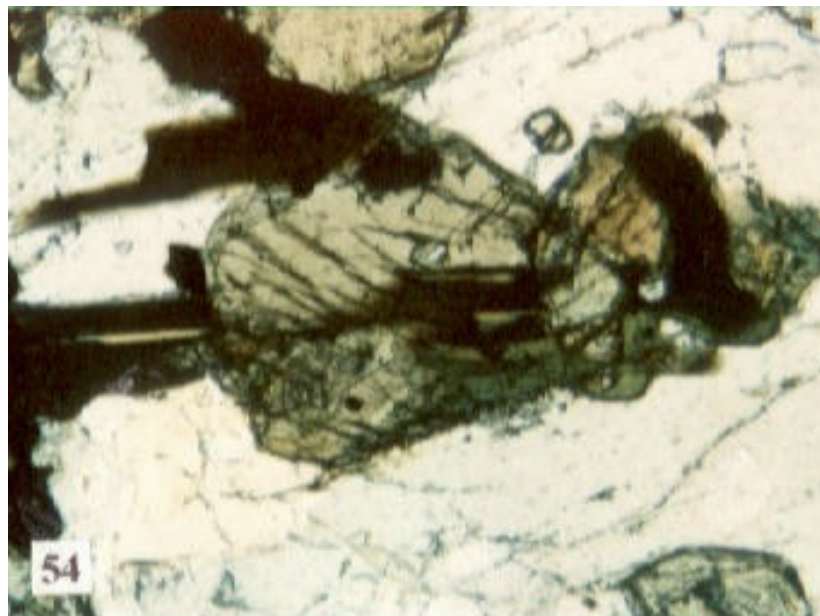


**Fotomicrografia 52:** fácies plagioclásica (norítica) de orto-piroxenito do corpo máfico-ultramáfico da Faz. Conceição (associado a oeste com a intrusão de Água Clara), mostrando textura *cumulus* com opx idiomórfico e uralitização também em duas fases à semelhança da foto anterior.(ponto 2MW640). Luz //; lado maior ~ 3mm.

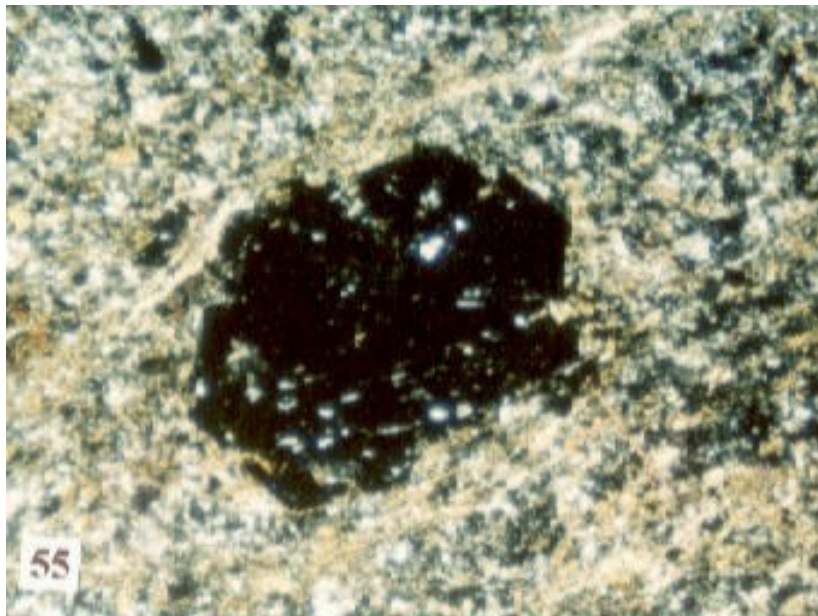




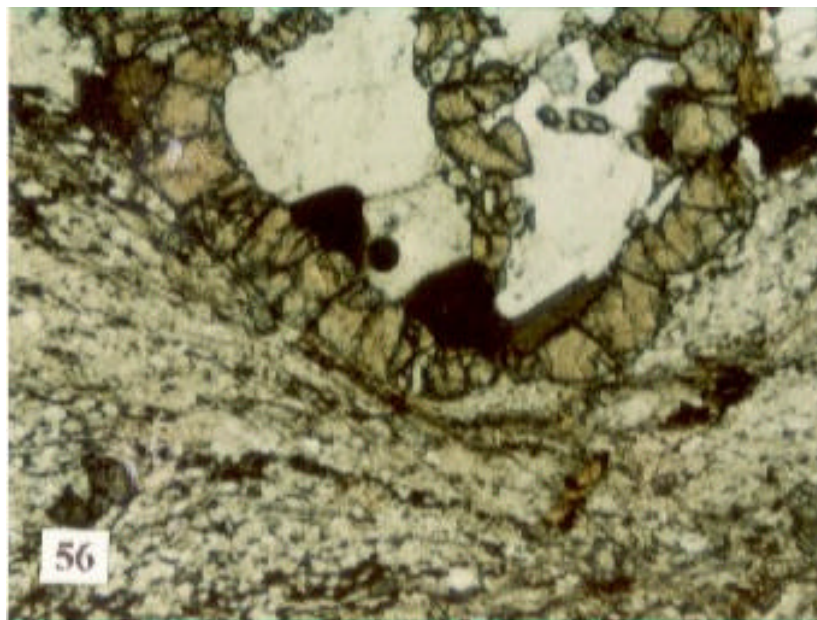
**Fotomicrografia 53:** granulito máfico associado a leptinito e que apresenta uralitização preferencial em bandas paralelas a planos axiais de redobramento (ver Foto 55). Isto indica que a hornblenda de alto grau que pseudomorfiza os cristais de opx vista na foto ocorreu em fase deformacional superimposta ao evento de granulitização e não em um *continuum* pós granulitização. (ponto 2MW340). Luz //; lado maior ~ 1,5mm.



**Fotomicrografia 54:** granulito em zona de contato - falha inversa - com batolito da Serra do Cuscuzeiro, verificando-se a inserção de ortognaisses graníticos e meta-sienitos sub-alcalinos nos granulitos, formando um conjunto variavelmente preservado entre planos com milonitos e ultramilonitos. A foto mostra fácies bem preservada, com opx dando origem a biotita ferrífera, quase opaca, e, reagindo com plagioclásio, a coroa de hornblenda verde azulada. (ponto 2MW635). Luz //; lado maior ~ 1,4mm.



**Fotomicrografia 55:** no mesmo local da foto anterior, destacando a granada pós tectônica no meta-monzosienito milonitizado (ver foto 62). A granada férrica cresce principalmente sobre a biotita e epidotos, com blastese possivelmente desencadeada por aquecimento ligado a descompressão das tensões cisalhantes e/ou a fluxo ( $\text{CO}_2$ ?) aquecido e dessecante. Observar a granada em nicóis cruzados e a foliação milonítica crenulada e incorporada pela granada pós-milonítica.(ponto 2MW635). Nicóis +; lado maior ~3mm.



**Fotomicrografia 56:** mesma lâmina da foto anterior, mostrando a cristalização pós-milonítica da granada reacional entre matriz e biotita associada a porfiroclasto de ortoclásio(ponto 2MW635). Luz //; lado maior ~ 3mm.

## ANEXO 4 – ANÁLISES DE ROCHAS – NORMAS CIPW

| Sample   | Codigo | Q     | C     | Or    | Ab    | An    | Ne   | Di    | Wo   | Hy    | OI    | Cm   | Il   | Ap   | Total |
|----------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|-------|
| 2MW079   | 1      | 20.19 | 10.35 | 24.41 | 9.48  | 3.20  | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 27.18 | 0.00  | 0.03 | 2.75 | 0.30 | 97.94 |
| 2MW159   | 7      | 26.45 | 2.28  | 8.81  | 38.16 | 13.71 | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 9.40  | 0.00  | 0.00 | 0.68 | 0.36 | 99.86 |
| 2MW215   | 3      | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 5.08  | 1.02  | 0.00 | 1.96  | 0.00 | 1.22  | 82.60 | 0.39 | 0.06 | 0.02 | 92.37 |
| 2MW216A  | 3      | 0.00  | 0.00  | 0.24  | 17.92 | 35.29 | 1.98 | 20.32 | 0.00 | 0.00  | 19.44 | 0.02 | 2.07 | 0.14 | 97.41 |
| 2MW223   | 1      | 36.94 | 1.13  | 29.20 | 18.28 | 4.81  | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 5.71  | 0.00  | 0.00 | 0.74 | 0.29 | 97.11 |
| 2MW225B  | 3      | 0.00  | 0.00  | 1.06  | 24.79 | 57.61 | 0.00 | 2.18  | 0.00 | 8.49  | 4.74  | 0.01 | 0.21 | 0.07 | 99.17 |
| 2MW229B  | 1      | 23.04 | 4.96  | 15.60 | 21.66 | 10.43 | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 19.03 | 0.00  | 0.02 | 1.75 | 0.19 | 96.69 |
| 2MW238B2 | 3      | 0.00  | 0.00  | 2.19  | 15.14 | 47.74 | 0.00 | 0.88  | 0.00 | 20.43 | 11.52 | 0.01 | 0.30 | 0.05 | 98.30 |
| 2MW238B5 | 3      | 0.00  | 0.00  | 2.42  | 16.58 | 45.33 | 0.00 | 1.89  | 0.00 | 22.64 | 7.40  | 0.01 | 0.27 | 0.05 | 96.61 |
| 2MW248B  | 4      | 21.62 | 1.93  | 21.04 | 29.61 | 8.06  | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 11.26 | 0.00  | 0.00 | 1.54 | 0.84 | 95.92 |
| 2MW268   | 5      | 8.39  | 0.00  | 6.03  | 15.31 | 33.09 | 0.00 | 6.15  | 0.00 | 25.53 | 0.00  | 0.00 | 2.89 | 0.81 | 98.21 |
| 2MW269   | 5      | 0.00  | 0.00  | 1.24  | 11.42 | 47.66 | 0.00 | 15.88 | 0.00 | 1.87  | 16.85 | 0.00 | 1.88 | 0.24 | 97.06 |
| 2MW269E  | 5      | 0.00  | 0.00  | 2.07  | 7.78  | 43.31 | 0.00 | 15.60 | 0.00 | 11.92 | 10.23 | 0.00 | 8.03 | 0.09 | 99.05 |
| 2MW270   | 5      | 0.00  | 0.00  | 0.41  | 9.22  | 42.88 | 0.00 | 18.34 | 0.00 | 3.14  | 16.36 | 0.00 | 7.67 | 0.14 | 98.18 |
| 2MW329   | 5      | 6.45  | 0.00  | 7.15  | 14.72 | 37.12 | 0.00 | 10.76 | 0.00 | 19.10 | 0.00  | 0.01 | 2.39 | 0.29 | 98.00 |
| 2MW330   | 2      | 0.00  | 0.00  | 5.91  | 33.59 | 26.99 | 0.00 | 10.69 | 0.00 | 12.63 | 5.08  | 0.01 | 2.07 | 0.91 | 97.87 |
| 2MW336A  | 7      | 0.00  | 0.00  | 3.61  | 22.84 | 21.69 | 0.00 | 11.94 | 0.00 | 18.29 | 11.71 | 0.03 | 4.96 | 0.71 | 95.77 |
| 2MW339   | 2      | 0.00  | 0.00  | 3.90  | 42.30 | 25.08 | 0.00 | 10.29 | 0.00 | 14.60 | 1.07  | 0.01 | 1.77 | 0.76 | 99.79 |
| 2MW341   | 3      | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 6.94  | 16.92 | 0.00 | 27.69 | 0.00 | 24.39 | 22.08 | 0.26 | 1.04 | 0.07 | 99.40 |
| 2MW349   | 6      | 18.99 | 0.00  | 13.06 | 19.71 | 25.77 | 0.00 | 3.36  | 0.00 | 15.77 | 0.00  | 0.01 | 1.69 | 0.45 | 98.83 |
| 2MW349D  | 6      | 18.05 | 0.00  | 12.47 | 19.97 | 26.83 | 0.00 | 2.66  | 0.00 | 16.98 | 0.00  | 0.01 | 1.80 | 0.43 | 99.21 |
| 2MW349Y  | 6      | 10.02 | 0.00  | 10.46 | 12.52 | 34.96 | 0.00 | 6.63  | 0.00 | 20.83 | 0.00  | 0.01 | 2.49 | 0.43 | 98.36 |
| 2MW352A  | 6      | 17.72 | 0.00  | 13.59 | 29.11 | 21.76 | 0.00 | 1.61  | 0.00 | 13.28 | 0.00  | 0.00 | 1.56 | 0.48 | 99.13 |
| 2MW352X  | 6      | 11.49 | 0.00  | 14.24 | 26.57 | 22.92 | 0.00 | 3.27  | 0.00 | 17.36 | 0.00  | 0.01 | 2.11 | 0.74 | 98.72 |
| 2MW364   | 7*     | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 4.22  | 0.00  | 0.00 | 2.67  | 0.00 | 77.83 | 5.46  | 0.27 | 0.10 | 0.02 | 95.36 |
| 2MW491A  | 2      | 0.00  | 0.00  | 1.65  | 19.54 | 41.36 | 2.66 | 5.71  | 0.00 | 0.00  | 20.05 | 0.00 | 6.21 | 0.43 | 97.63 |
| 2MW500   | 2      | 4.15  | 0.40  | 11.47 | 28.17 | 26.57 | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 21.98 | 0.00  | 0.01 | 2.70 | 1.31 | 96.76 |
| 2MW571B  | 6      | 13.04 | 0.00  | 7.80  | 12.27 | 36.31 | 0.00 | 5.56  | 0.00 | 20.95 | 0.00  | 0.01 | 2.34 | 0.17 | 98.45 |
| 2MW572   | 6      | 7.24  | 0.00  | 7.45  | 15.57 | 36.20 | 0.00 | 5.36  | 0.00 | 23.42 | 0.00  | 0.00 | 2.89 | 0.48 | 98.64 |
| 2MW580   | 3      | 0.00  | 0.00  | 0.30  | 4.57  | 3.46  | 0.00 | 2.65  | 0.00 | 12.30 | 67.86 | 0.36 | 0.13 | 0.05 | 91.68 |
| 2MW588A2 | 8      | 50.17 | 6.39  | 13.36 | 11.68 | 0.89  | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 14.74 | 0.00  | 0.02 | 0.76 | 0.12 | 98.17 |
| 2MW588B  | 8      | 0.00  | 0.00  | 1.18  | 9.31  | 44.20 | 0.00 | 9.16  | 0.00 | 22.30 | 9.97  | 0.02 | 1.42 | 0.14 | 97.73 |
| 2MW588C  | 8      | 53.75 | 7.38  | 8.75  | 10.58 | 0.97  | 0.00 | 0.00  | 0.00 | 15.57 | 0.00  | 0.00 | 0.80 | 0.08 | 97.94 |
| 2MW588D  | 8      | 0.00  | 0.00  | 6.21  | 12.27 | 35.59 | 0.00 | 11.06 | 0.00 | 4.18  | 21.49 | 0.01 | 5.13 | 3.03 | 98.97 |
| 2MW594   | 9      | 3.44  | 0.00  | 2.07  | 9.48  | 28.14 | 0.00 | 22.80 | 0.00 | 27.95 | 0.00  | 0.02 | 2.81 | 0.36 | 97.08 |
| 2MW595A  | 9      | 0.00  | 0.00  | 1.95  | 15.99 | 30.20 | 0.00 | 26.72 | 0.00 | 0.16  | 20.27 | 0.07 | 1.84 | 0.24 | 97.45 |
| 2MW596   | 9      | 0.00  | 0.00  | 3.84  | 14.64 | 29.81 | 0.00 | 24.66 | 0.00 | 3.88  | 18.09 | 0.09 | 1.82 | 0.21 | 97.06 |
| 2MW599   | 9      | 0.00  | 0.00  | 1.95  | 18.47 | 25.13 | 3.47 | 26.09 | 0.00 | 0.00  | 20.14 | 0.07 | 2.03 | 0.28 | 97.66 |
| 2MW600   | 9      | 0.00  | 0.00  | 0.95  | 4.34  | 42.06 | 4.02 | 29.65 | 0.00 | 0.00  | 16.75 | 0.20 | 0.40 | 0.07 | 98.43 |
| 2MW601D  | 10     | 7.86  | 0.00  | 2.25  | 11.34 | 32.80 | 0.00 | 12.19 | 0.00 | 28.51 | 0.00  | 0.01 | 2.45 | 0.26 | 97.69 |

|         |    |       |      |       |       |       |      |      |      |       |       |      |      |      |       |
|---------|----|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|
| 2MW620  | 1* | 36.24 | 4.60 | 31.74 | 16.16 | 3.40  | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 5.09  | 0.00  | 0.01 | 0.30 | 0.34 | 97.89 |
| 2MW622A | 1  | 38.76 | 2.85 | 34.58 | 15.57 | 2.38  | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.72  | 0.00  | 0.00 | 0.32 | 0.29 | 98.50 |
| 2MW635A | 2  | 0.00  | 0.00 | 37.24 | 35.11 | 12.11 | 0.00 | 3.92 | 0.00 | 6.83  | 0.64  | 0.00 | 1.60 | 0.75 | 98.37 |
| 2MW640  | 3  | 0.00  | 0.00 | 0.30  | 6.60  | 18.88 | 0.00 | 3.69 | 0.00 | 49.05 | 18.28 | 0.13 | 0.66 | 0.07 | 97.66 |
| 2MW644A | 3  | 0.00  | 0.00 | 1.12  | 8.71  | 32.16 | 0.00 | 4.75 | 0.00 | 34.82 | 15.59 | 0.05 | 0.49 | 0.07 | 97.77 |

#### COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAÚÇU E REGIÕES VIZINHAS

1 - LEPTINITOS

1\* - METAGRANITO MATO DE DENTRO

2 - GRANULITOS BÁSICOS E INTERMEDIÁRIOS

3 - INTRUSÕES MÁFICO-ULTRAMÁFICAS ÁGUA CLARA E FAZ.CONCEIÇÃO

4 - DIORITO - GRANODIORITO CAMAQUÃ

5 - SUPERSUÍTE AMERICANO DO BRASIL - INTRUSÃO GABRODIORÍTICA DO GONGOMÉ

6 - SUPERSUÍTE AMERICANO DO BRASIL - BATOLITO QUARTZODIORITO-GRANÍTICO SERRA DO CUSCUZEIRO

7 - VULCÂNICA ÁCIDA E VULCANOQUÍMICA - GREENSTONE BELT ANICUNS-ITABERAÍ

7\* - STOCK DE METAPIROXENITO

#### COMPLEXO BARRO ALTO

8 - METAGRANITO VISTA ALEGRE (A2), AUTÓLITO (C), XENÓLITO (B) E ENCAIXANTE(D)

9 - SERRA DA FIGUEIRA - MICROGABROS, CORONITOS, ANFIBOLITOS E METABASALTO (594)

10- XENÓLITO NORÍTICO A GABRO-DIORÍTICO - PRÓXIMO A CARMO DO RIO VERDE



| Anexo05_Analises de Minerais |         |       |       |       |       |      |       |       |      |       |       |      |      |     |      |      |      |      |      |        |
|------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|-----|------|------|------|------|------|--------|
| AMOSTRA                      | MINERAL | SiO2  | TiO2  | Al2O3 | Cr2O3 | NiO  | Fe2O3 | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na2O | K2O  | BaO | F    | CL   | H2O  | V2O5 | ZnO  | TOTAL  |
| 2MW206D                      | ACTIN   | 49,18 | 0,34  | 9,22  | 0,28  |      |       | 8,10  | 0,13 | 16,36 | 12,36 | 0,76 | 0,11 |     | 0,03 | 0,01 | 2,08 |      |      | 99,06  |
| 2MW206D                      | ESPIN   | 0,03  | 0,01  | 58,58 | 1,09  | 0,48 | 3,31  | 24,75 | 0,17 | 10,31 |       |      |      |     |      |      |      |      | 0,37 | 99,18  |
| 2MW206D                      | OLIV    | 36,40 |       | 0,02  | 0,05  | 0,25 |       | 32,28 | 0,47 | 29,09 | 0,03  |      |      |     |      |      |      |      |      | 98,58  |
| 2MW206D                      | ACTIN   | 49,28 | 0,33  | 8,94  | 0,13  | 0,10 |       | 8,55  | 0,15 | 16,61 | 12,20 | 0,79 | 0,14 |     |      | 0,02 | 2,09 |      |      | 99,33  |
| 2MW206D                      | CCLOR   | 28,10 | 0,09  | 20,13 | 0,22  | 0,15 |       | 9,93  | 0,04 | 26,67 | 0,05  | 0,03 | 0,03 |     |      | 0,02 | 3,82 |      |      | 89,28  |
| 2MW206D                      | ESPIN   | 0,13  | 0,02  | 59,07 | 1,21  | 0,47 | 2,29  | 25,20 | 0,19 | 10,03 | 0,03  |      |      |     |      |      |      |      | 0,32 | 98,99  |
| 2MW206D                      | ILM     | 0,08  | 52,05 | 0,07  | 0,10  | 0,08 |       | 43,14 | 0,63 | 1,74  | 0,24  |      |      |     |      |      |      |      | 0,06 | 98,19  |
| 2MW206D                      | OLIV    | 36,08 | 0,02  | 0,02  |       | 0,25 |       | 34,21 | 0,38 | 28,57 | 0,01  |      |      |     |      |      |      |      |      | 99,54  |
| 2MW329                       | BIO     | 35,82 | 2,70  | 18,85 |       |      |       | 16,63 | 0,06 | 11,09 |       | 0,23 | 9,17 |     | 0,14 | 0,04 | 3,89 |      |      | 98,82  |
| 2MW329                       | BIO     | 35,38 | 2,67  | 18,58 |       |      |       | 16,14 | 0,09 | 10,81 | 0,02  | 0,19 | 9,24 |     | 0,17 | 0,04 | 3,81 |      |      | 97,04  |
| 2MW329                       | BIO     | 35,67 | 2,58  | 19,05 |       |      |       | 16,05 | 0,08 | 11,00 | 0,01  | 0,24 | 9,40 |     | 0,19 |      | 3,86 |      |      | 98,04  |
| 2MW329                       | BIO     | 35,58 | 2,80  | 18,62 |       |      |       | 16,89 | 0,07 | 10,89 |       | 0,16 | 9,23 |     | 0,26 | 0,03 | 3,81 |      |      | 98,77  |
| 2MW329                       | HORNB   | 39,80 | 0,51  | 20,44 |       |      |       | 15,58 | 0,54 | 6,82  | 11,22 | 1,63 | 0,73 |     |      | 0,05 | 2,00 |      |      | 99,29  |
| 2MW329                       | HORNB   | 39,22 | 0,46  | 20,20 |       |      |       | 15,76 | 0,30 | 6,60  | 10,96 | 1,57 | 0,77 |     | 0,02 | 0,05 | 1,96 |      |      | 97,83  |
| 2MW329                       | MUSC    | 45,64 | 0,42  | 36,35 |       |      |       | 1,01  | 0,03 | 0,91  |       | 0,84 | 9,12 |     | 0,02 |      | 4,49 |      |      | 99,07  |
| 2MW329                       | PLAG    | 47,89 |       | 34,68 |       |      |       |       |      |       | 16,65 | 2,04 | 0,01 |     |      |      |      |      |      | 101,26 |
| 2MW329                       | PLAG    | 46,78 |       | 34,65 |       |      |       |       |      |       | 17,36 | 1,69 | 0,03 |     |      |      |      |      |      | 100,51 |
| 2MW340B                      | CPX     | 51,08 | 0,32  | 2,45  | 0,05  |      | 1,41  | 9,07  | 0,49 | 11,79 | 22,20 | 0,51 |      |     |      |      |      |      |      | 99,35  |
| 2MW340B                      | CPX     | 51,49 | 0,27  | 2,29  |       |      | 0,86  | 9,19  | 0,25 | 12,13 | 22,01 | 0,55 |      |     |      |      |      |      |      | 99,04  |
| 2MW340B                      | HORNB   | 42,07 | 1,95  | 11,70 | 0,07  |      |       | 15,73 | 0,28 | 10,46 | 11,44 | 1,61 | 1,25 |     | 0,24 | 0,14 | 1,82 |      |      | 98,62  |
| 2MW340B                      | HORNB   | 41,92 | 1,74  | 13,12 | 0,13  |      |       | 15,25 | 0,15 | 9,76  | 11,74 | 1,38 | 1,60 |     | 0,46 | 0,15 | 1,72 |      |      | 98,89  |
| 2MW340B                      | PLAG    | 59,17 |       | 26,46 |       |      | 0,32  |       |      |       | 8,01  | 7,15 | 0,32 |     |      |      |      |      |      | 101,46 |
| 2MW340B                      | PLAG    | 57,16 |       | 27,88 |       |      | 0,10  |       |      |       | 9,08  | 5,98 | 0,24 |     |      |      |      |      |      | 100,44 |
| 2MW340B                      | HORNB   | 41,42 | 1,13  | 15,91 | 0,04  |      |       | 14,74 | 0,11 | 9,02  | 11,30 | 1,10 | 1,63 |     | 0,38 | 0,10 | 1,78 |      |      | 98,47  |
| 2MW340B                      | HORNB   | 40,29 | 1,21  | 15,66 |       |      |       | 15,07 | 0,25 | 9,35  | 11,24 | 1,16 | 1,97 |     | 0,44 | 0,17 | 1,71 |      |      | 98,29  |
| 2MW340B                      | ILMEN   | 0,02  | 47,45 |       |       |      | 9,77  | 41,07 | 0,53 | 0,60  | 0,08  |      |      |     |      |      |      |      |      | 99,51  |
| 2MW340B                      | ILMEN   | 0,02  | 49,55 | 0,01  |       |      | 5,50  | 42,62 | 0,70 | 0,69  | 0,02  |      |      |     |      |      |      |      |      | 99,11  |
| 2MW340B                      | ILMEN   | 0,01  | 45,84 | 0,02  |       |      | 12,44 | 39,25 | 0,83 | 0,64  | 0,06  |      |      |     |      |      |      |      |      | 99,09  |
| 2MW340B                      | OPX     | 50,50 | 0,09  | 1,57  | 0,06  |      | 1,02  | 25,43 | 0,85 | 18,58 | 0,67  | 0,05 |      |     |      |      |      |      |      | 98,81  |
| 2MW340B                      | OPX     | 50,64 | 0,23  | 1,46  |       |      | 0,44  | 26,77 | 0,94 | 18,18 | 0,39  | 0,03 |      |     |      |      |      |      |      | 99,07  |
| 2MW340B                      | OPX     | 51,17 | 0,08  | 1,20  | 0,02  |      |       | 26,32 | 0,86 | 18,60 | 0,56  | 0,04 |      |     |      |      |      |      |      | 98,84  |
| 2MW340B                      | PLAG    | 57,28 |       | 28,10 |       |      | 0,21  |       |      |       | 9,69  | 5,98 | 0,22 |     |      |      |      |      |      | 101,74 |
| 2MW340B                      | PLAG    | 56,66 |       | 28,02 |       |      | 0,16  |       |      |       | 10,09 | 5,91 | 0,22 |     |      |      |      |      |      | 101,06 |
| 2MW341                       | CPX     | 50,74 | 0,78  | 4,46  | 0,12  |      | 1,15  | 4,92  | 0,20 | 14,00 | 22,74 | 0,47 |      |     |      |      |      |      |      | 99,58  |
| 2MW341                       | CPX     | 51,71 | 0,65  | 3,97  | 0,24  |      | 0,23  | 5,28  | 0,13 | 14,49 | 22,79 | 0,43 |      |     |      |      |      |      |      | 99,92  |
| 2MW341                       | OPX     | 54,21 | 0,15  | 2,48  | 0,15  |      |       | 14,44 | 0,25 | 27,81 | 0,39  | 0,01 |      |     |      |      |      |      |      | 99,88  |
| 2MW341                       | OPX     | 53,66 | 0,10  | 2,66  | 0,09  |      | 1,08  | 14,00 | 0,29 | 27,68 | 0,40  | 0,02 |      |     |      |      |      |      |      | 99,98  |
| 2MW341                       | PLAG    | 46,40 |       | 34,99 |       |      | 0,05  |       |      |       | 18,03 | 1,50 | 0,04 |     |      |      |      |      |      | 101,00 |
| 2MW341                       | PLAG    | 46,80 |       | 34,88 |       |      | 0,05  |       |      |       | 17,60 | 1,43 |      |     |      |      |      |      |      | 101,03 |
| 2MW341                       | CPX     | 50,81 | 0,64  | 4,03  | 0,23  |      | 2,50  | 3,52  | 0,27 | 14,18 | 23,15 | 0,56 |      |     |      |      |      |      |      | 99,90  |

|         |        |       |       |       |      |      |       |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |
|---------|--------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|
| 2MW341  | OPX    | 50,93 | 0,60  | 3,77  | 0,28 |      | 0,97  | 4,72  | 0,07 | 14,13 | 22,98 | 0,44 |      |      |      |      | 98,89  |       |
| 2MW341  | OPX    | 53,50 | 0,12  | 2,71  | 0,12 |      | 0,03  | 14,55 | 0,17 | 27,37 | 0,46  |      |      |      |      |      | 99,01  |       |
| 2MW341  | OPX    | 54,02 | 0,14  | 2,64  | 0,18 |      | 0,94  | 14,54 | 0,41 | 27,64 | 0,34  | 0,02 |      |      |      |      | 100,86 |       |
| 2MW490  | HORNB  | 41,67 | 1,76  | 12,89 |      |      |       | 15,20 | 0,12 | 10,29 | 11,44 | 1,67 | 1,08 | 0,27 | 0,01 | 1,84 | 98,12  |       |
| 2MW490  | HORNB  | 42,79 | 1,49  | 11,66 | 0,07 |      |       | 14,01 | 0,17 | 11,55 | 11,73 | 1,65 | 0,97 | 0,30 | 0,03 | 1,83 | 98,11  |       |
| 2MW490  | ILMEN  |       | 49,02 | 0,03  |      |      | 6,25  | 42,75 | 1,31 | 0,01  | 0,05  |      |      |      |      |      | 99,42  |       |
| 2MW490  | OPX    | 50,93 | 0,05  | 1,76  |      |      |       | 24,81 | 0,79 | 18,97 | 0,66  | 0,04 |      |      |      |      | 98,00  |       |
| 2MW490  | OPX    | 51,12 | 0,04  | 1,93  |      |      |       | 25,26 | 0,91 | 19,00 | 0,61  | 0,04 |      |      |      |      | 98,92  |       |
| 2MW490  | OPX    | 50,46 | 0,07  | 1,94  |      |      | 0,85  | 25,22 | 0,74 | 18,84 | 0,60  | 0,02 |      |      |      |      | 98,74  |       |
| 2MW490  | PLAG   | 50,59 |       | 32,94 |      |      | 0,18  |       |      |       | 15,15 | 3,17 | 0,07 |      |      |      | 100,08 |       |
| 2MW490  | PLAG   | 49,99 |       | 32,81 |      |      | 0,13  |       |      |       | 15,08 | 3,01 | 0,06 |      |      |      | 101,08 |       |
| 2MW506  | PLAG   | 58,49 |       | 25,75 |      |      |       | 0,06  |      |       | 7,94  | 7,07 | 0,08 |      |      |      | 99,47  |       |
| 2MW506  | PLAG   | 57,96 |       | 26,04 |      |      |       | 0,02  |      |       | 8,27  | 6,90 | 0,10 |      |      |      | 99,46  |       |
| 2MW506  | PLAG   | 57,90 |       | 26,22 |      |      |       | 0,02  |      |       | 8,62  | 6,73 | 0,09 |      |      |      | 99,70  |       |
| 2MW506  | BIO    | 41,07 | 0,74  | 13,92 | 0,04 |      |       | 16,16 | 0,30 | 9,14  | 11,28 | 1,86 | 0,68 | 0,12 | 0,04 | 4,01 | 99,40  |       |
| 2MW506  | BIO    | 37,11 | 1,42  | 17,77 | 0,06 |      |       | 16,67 | 0,09 | 12,62 | 0,03  | 0,17 | 7,53 | 0,07 | 0,04 | 3,93 | 97,77  |       |
| 2MW506  | HORNB  | 41,91 | 0,52  | 14,79 | 0,03 |      |       | 16,29 | 0,26 | 8,78  | 10,94 | 2,01 | 0,56 | 0,01 | 0,03 | 1,97 | 98,15  |       |
| 2MW506  | HORNB  | 44,63 | 0,86  | 10,74 | 0,03 |      |       | 15,25 | 0,30 | 10,88 | 11,31 | 1,73 | 0,39 | 0,08 | 0,03 | 1,95 | 98,18  |       |
| 2MW561  | CPX    | 49,01 | 0,88  | 5,41  | 0,11 | 0,04 | 0,44  | 5,81  | 0,12 | 12,85 | 22,12 | 0,47 |      |      |      |      | 97,25  |       |
| 2MW561  | HORNB  | 42,60 | 2,21  | 13,13 | 0,14 | 0,07 |       | 9,95  | 0,10 | 13,61 | 11,83 | 2,03 | 0,15 |      | 0,02 | 2,02 | 97,83  |       |
| 2MW561  | OPX    | 51,93 | 0,15  | 3,37  | 0,08 | 0,08 |       | 17,04 | 0,31 | 24,53 | 0,47  | 0,01 |      |      |      |      | 97,98  |       |
| 2MW561  | OPX    | 52,97 | 0,07  | 3,20  | 0,11 |      |       | 16,37 | 0,37 | 25,29 | 0,41  | 0,01 | 0,02 |      |      |      | 98,79  |       |
| 2MW561  | PLAG   | 43,54 |       | 34,70 |      |      |       | 0,15  |      |       | 18,61 | 0,96 | 0,01 |      |      |      | 98,09  |       |
| 2MW561  | PLAG   | 42,85 |       | 34,52 |      |      |       | 0,20  |      |       | 19,00 | 0,82 | 0,01 |      |      |      | 97,58  |       |
| 2MW586  | GRANA  | 35,33 | 0,74  | 8,16  | 0,06 |      | 18,54 | 4,47  | 0,48 | 0,17  | 30,54 | 0,03 |      |      |      | 0,01 | 98,50  |       |
| 2MW586  | PLAG   | 43,56 |       | 34,50 |      |      |       | 0,29  |      |       | 18,00 | 0,72 | 0,02 |      |      |      | 97,98  |       |
| 2MW586  | CPX    | 46,87 | 0,20  | 3,44  |      | 0,04 | 3,13  | 16,14 | 0,17 | 5,41  | 22,18 | 0,39 |      |      |      |      | 97,98  |       |
| 2MW586  | GRANA  | 35,43 | 0,68  | 7,23  | 0,06 |      | 19,80 | 3,86  | 0,48 | 0,12  | 30,46 | 0,01 |      |      |      | 0,05 | 98,18  |       |
| 2MW586  | CPX    | 46,43 | 0,17  | 3,51  | 0,08 | 0,09 | 3,82  | 16,28 | 0,21 | 5,10  | 21,99 | 0,40 |      |      |      |      | 98,07  |       |
| 2MW586  | PLAG   | 42,66 |       | 34,93 |      |      |       | 0,35  |      |       | 18,67 | 0,69 | 0,02 |      |      |      | 97,98  |       |
| 2MW587A | ESTAUR | 27,82 | 0,43  | 52,82 |      |      |       | 13,02 | 0,08 | 1,91  | 0,03  |      |      |      |      | 2,14 | 0,46   | 98,69 |
| 2MW587A | ILM    | 0,06  | 48,19 | 0,03  |      |      | 8,10  | 42,23 | 0,56 | 0,31  | 0,01  |      |      |      |      |      |        | 99,58 |
| 2MW587A | SILL   | 36,88 | 0,08  | 60,67 |      |      |       | 0,98  | 0,04 |       |       | 0,02 |      |      |      |      |        | 98,66 |
| 2MW587A | CIAN   | 37,12 |       | 61,28 |      |      |       | 0,64  |      |       |       | 0,03 |      |      |      |      |        | 99,06 |
| 2MW587A | SILL   | 37,03 | 0,03  | 61,39 |      |      |       | 0,71  |      |       |       | 0,02 |      |      |      |      |        | 99,17 |
| 2MW587A | ILM    | 0,03  | 45,35 | 0,04  |      | 0,05 | 13,47 | 39,52 | 0,69 | 0,34  |       |      |      |      |      |      | 0,06   | 99,59 |
| 2MW635A | CPX    | 49,19 | 0,28  | 1,71  |      |      | 0,54  | 22,26 | 0,49 | 6,40  | 17,80 | 0,45 |      |      |      |      |        | 99,14 |
| 2MW635A | HORNB  | 40,25 | 2,05  | 11,28 |      |      |       | 24,65 | 0,09 | 4,73  | 10,54 | 1,93 | 1,57 |      |      | 1,90 |        | 98,99 |
| 2MW635A | CPX    | 49,25 | 0,19  | 1,59  |      |      | 0,79  | 20,19 | 0,58 | 6,08  | 19,51 | 0,53 | 0,01 |      |      |      |        | 98,72 |
| 2MW635A | CPX    | 49,30 | 0,23  | 1,67  |      |      |       | 21,75 | 0,48 | 6,09  | 19,47 | 0,53 |      |      |      |      |        | 99,52 |
| 2MW635A | HORNB  | 40,02 | 1,96  | 11,26 |      |      |       | 25,23 | 0,27 | 4,31  | 10,56 | 1,92 | 1,48 |      |      | 1,89 |        | 98,89 |
| 2MW635A | PLAG   | 61,46 |       | 24,15 |      |      |       | 0,03  |      |       | 5,60  | 8,49 | 0,18 |      |      |      |        | 99,95 |

|           |       |       |      |       |      |      |       |      |       |       |      |       |      |      |      |        |
|-----------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|--------|
| 2MW635A   | GRANA | 36,38 | 0,12 | 20,42 |      | 0,61 | 30,70 | 1,78 | 1,95  | 6,86  |      |       |      |      |      | 98,81  |
| 2MW635A   | KF    | 63,65 |      | 18,34 |      |      |       |      |       |       | 0,70 | 15,11 | 1,09 |      |      | 98,89  |
| 2MW635A   | GRANA | 36,37 | 0,14 | 20,20 | 0,02 | 0,90 | 30,55 | 1,33 | 2,36  | 6,77  |      |       |      |      |      | 98,64  |
| 2MW635A   | HORNB | 39,91 | 2,34 | 10,47 | 0,01 |      | 24,85 | 0,08 | 4,99  | 10,49 | 2,00 | 1,49  |      |      | 1,88 | 98,50  |
| 2MW588A21 | GRANA | 38,92 | 0,01 | 22,29 |      |      | 26,30 | 0,55 | 11,33 | 0,45  |      |       |      |      |      | 99,85  |
| 2MW588A21 | GRANA | 37,83 | 0,05 | 21,85 |      |      | 29,64 | 0,97 | 8,55  | 1,09  |      |       |      |      |      | 99,97  |
| 2MW588A21 | GRANA | 38,14 | 0,03 | 21,82 |      | 0,02 | 29,39 | 0,93 | 8,72  | 0,72  |      |       |      |      |      | 99,76  |
| 2MW588A21 | BIO   | 36,99 | 4,53 | 16,79 | 0,05 |      | 9,40  |      | 16,28 |       | 0,05 | 9,77  |      | 0,29 | 3,91 | 97,94  |
| 2MW588A21 | GRANA | 38,60 |      | 22,17 |      | 0,06 | 27,01 | 0,51 | 10,88 | 0,64  |      |       |      |      |      | 99,87  |
| 2MW588A21 | GRANA | 38,84 | 0,06 | 22,01 |      |      | 26,12 | 0,49 | 10,82 | 0,86  |      |       |      |      |      | 99,19  |
| 2MW588A21 | GRANA | 38,56 | 0,02 | 22,21 | 0,04 | 0,04 | 26,95 | 0,50 | 11,08 | 0,65  |      |       |      |      |      | 100,04 |
| 2MW588A21 | KF    | 63,14 | 0,01 | 18,80 |      |      | 0,01  |      |       | 0,03  | 1,71 | 13,68 |      |      |      | 97,39  |
| 2MW588A21 | KF    | 63,78 | 0,01 | 18,55 |      |      | 0,03  |      |       | 0,01  | 1,60 | 14,10 |      |      |      | 98,07  |
| 2MW588A21 | CORD  | 48,56 |      | 32,83 |      |      | 4,73  | 0,03 | 10,59 |       | 0,06 | 0,01  |      |      |      | 96,83  |
| 2MW588A21 | CORD  | 48,50 |      | 32,82 |      |      | 4,76  | 0,01 | 10,52 | 0,01  | 0,05 | 0,02  |      |      |      | 96,67  |
| 2MW588A22 | BIO   | 35,68 | 4,36 | 16,64 | 0,02 |      | 15,30 | 0,07 | 12,52 | 0,01  | 0,04 | 9,51  |      | 0,18 | 3,86 | 98,11  |
| 2MW588A22 | OPX   | 48,26 | 0,07 | 6,47  |      | 0,46 | 26,19 | 0,50 | 17,39 | 0,05  |      | 0,01  |      |      |      | 99,40  |
| 2MW588A22 | OPX   | 47,51 | 0,04 | 6,52  |      | 1,19 | 25,56 | 0,45 | 17,29 | 0,01  |      |       |      |      |      | 96,57  |
| 2MW588A22 | BIO   | 36,85 | 1,79 | 17,29 | 0,04 |      | 9,90  | 0,04 | 17,18 | 0,01  | 0,05 | 9,35  |      | 0,41 | 3,80 | 96,53  |
| 2MW588A22 | CORD  | 47,91 |      | 32,26 |      |      | 5,17  | 0,12 | 10,08 | 0,01  | 0,04 | 0,01  |      |      |      | 95,60  |
| 2MW588A22 | CORD  | 48,82 | 0,01 | 33,04 |      |      | 3,65  |      | 11,29 | 0,02  | 0,05 | 0,02  |      |      |      | 96,90  |
| 2MW588A22 | GRANA | 38,11 | 0,02 | 21,97 |      | 0,03 | 27,73 | 0,37 | 10,54 | 0,43  |      |       |      |      |      | 99,19  |
| 2MW588A22 | CORD  | 47,39 | 0,01 | 32,03 |      |      | 5,19  | 0,15 | 10,03 | 0,03  | 0,04 |       |      |      |      | 94,87  |
| 2MW588A22 | BIO   | 36,96 | 4,49 | 15,95 | 0,10 |      | 9,03  |      | 17,54 | 0,06  | 0,05 | 9,61  |      | 0,44 |      | 97,88  |
| 2MW588A22 | GRANA | 38,78 |      | 21,97 | 0,03 | 0,15 | 26,52 | 0,49 | 10,85 | 0,50  |      |       |      |      |      | 99,28  |
| 2MW588A22 | GRANA | 38,28 |      | 21,93 | 0,01 | 0,08 | 26,76 | 0,41 | 10,84 | 0,53  |      |       |      |      |      | 98,85  |
| 2MW588A22 | BIO   | 37,50 | 3,15 | 17,50 | 0,01 |      | 8,95  |      | 17,31 |       | 0,06 | 9,72  |      | 0,36 | 3,91 | 98,33  |
| 2MW589AM  | BIO   | 37,28 | 5,29 | 14,20 | 0,06 |      | 11,28 | 0,02 | 15,92 |       |      | 10,13 |      | 1,04 | 3,48 | 98,25  |
| 2MW589AM  | GRANA | 37,99 | 0,01 | 21,19 | 0,02 | 2,30 | 25,12 | 0,92 | 7,15  | 5,17  |      |       |      |      |      | 99,87  |
| 2MW589AM  | GRANA | 37,96 |      | 21,55 | 0,04 | 1,75 | 25,96 | 1,02 | 7,23  | 4,29  |      |       |      |      |      | 99,80  |
| 2MW589AM  | GRANA | 38,39 | 0,03 | 21,75 | 0,05 | 0,16 | 27,54 | 0,93 | 7,21  | 4,22  |      |       |      |      |      | 100,29 |
| 2MW589AM  | OPX   | 50,94 | 0,08 | 2,65  | 0,07 | 0,10 | 24,32 | 0,26 | 20,09 | 0,40  | 0,01 | 0,01  |      |      |      | 98,92  |
| 2MW589AM  | OPX   | 51,17 | 0,05 | 2,04  | 0,03 | 0,54 | 24,47 | 0,22 | 20,27 | 0,33  |      |       |      |      |      | 99,11  |
| 2MW589AM  | GRANA | 38,25 | 0,02 | 21,69 |      | 0,87 | 26,83 | 1,20 | 7,24  | 3,75  |      |       |      |      |      | 99,85  |
| 2MW589AM  | GRANA | 37,82 | 0,03 | 21,94 | 0,04 |      | 28,38 | 1,21 | 7,28  | 3,69  |      |       |      |      |      | 100,39 |
| 2MW589AM  | PLAG  | 56,24 |      | 27,57 | 0,05 |      | 0,45  |      |       | 9,78  | 5,97 | 0,24  |      |      |      | 100,29 |
| 2MW589AM  | PLAG  | 57,36 |      | 26,97 |      |      | 0,06  |      |       | 9,03  | 6,44 | 0,36  | 0,01 |      |      | 100,23 |
| 2MW589AM  | GRANA | 38,74 | 0,03 | 21,90 | 0,18 | 0,67 | 26,91 | 1,18 | 7,28  | 4,10  |      | 0,01  |      |      |      | 101,00 |
| 2MW589AM  | GRANA | 38,06 |      | 21,70 | 0,05 | 1,87 | 26,47 | 1,20 | 7,44  | 3,56  |      |       |      |      |      | 100,36 |
| 2MW589AM  | GRANA | 38,39 | 0,04 | 21,89 | 0,03 |      | 28,29 | 1,23 | 7,95  | 2,29  |      |       |      |      |      | 100,10 |
| 2MW589AM  | PLAG  | 55,91 |      | 27,87 | 0,01 |      | 0,07  |      |       | 10,05 | 5,69 | 0,21  |      |      |      | 99,81  |
| 2MW589AM  | BIO   | 37,30 | 5,22 | 14,28 | 0,12 |      | 12,56 |      | 15,27 | 0,08  |      | 9,83  |      | 0,85 | 3,58 | 98,72  |

|          |       |       |       |       |      |      |       |       |      |       |       |      |      |      |      |      |      |        |
|----------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|
| 2MW589AM | GRANA | 38,14 | 0,03  | 21,66 | 0,03 |      | 0,17  | 27,08 | 1,05 | 6,97  | 4,71  |      |      |      |      |      |      | 99,83  |
| 2MW589AM | ILM   | 0,07  | 53,29 | 0,05  | 0,05 |      |       | 43,04 | 0,32 | 1,85  |       |      |      |      |      |      |      | 101,61 |
| 2MW589AM | PLAG  | 55,87 |       | 27,53 |      |      |       |       |      |       | 9,73  | 5,80 | 0,28 |      |      |      |      | 99,21  |
| 2MW589AM | GRANA | 38,00 |       | 21,81 | 0,03 |      | 0,06  | 28,24 | 1,20 | 7,34  | 3,50  |      |      |      |      |      |      | 100,18 |
| 2MW600   | CPX   | 52,38 | 0,28  | 2,57  | 0,47 |      | 0,23  | 5,98  | 0,17 | 14,51 | 22,43 | 0,45 | 0,01 |      |      |      |      | 99,47  |
| 2MW600   | CPX   | 51,24 | 0,27  | 2,63  | 1,11 |      | 0,28  | 7,86  | 0,19 | 14,74 | 19,74 | 0,41 | 0,01 |      |      |      |      | 98,47  |
| 2MW600   | PLAG  | 46,94 |       | 33,00 |      |      |       | 0,12  |      |       | 16,26 | 2,25 | 0,01 | 0,05 |      |      |      | 98,63  |
| 2MW600   | CPX   | 52,46 | 0,34  | 2,51  | 0,63 |      | 1,01  | 4,60  | 0,14 | 16,91 | 21,19 | 0,22 |      |      |      |      |      | 100,01 |
| 2MW600   | GRANA | 38,87 | 0,01  | 22,34 | 0,05 |      | 0,09  | 20,93 | 1,05 | 10,45 | 6,06  |      |      |      |      |      |      | 99,85  |
| 2MW600   | HORNB | 44,33 | 0,78  | 14,02 | 0,30 |      |       | 7,65  | 0,09 | 15,28 | 12,22 | 2,37 | 0,16 |      |      | 2,08 |      | 99,28  |
| 2MW600   | PLAG  | 43,70 |       | 35,60 |      |      |       | 0,18  |      |       | 19,37 | 0,37 | 0,01 |      |      |      |      | 99,24  |
| 2MW600   | GRANA | 38,45 |       | 22,21 | 0,01 |      |       | 21,22 | 0,95 | 9,22  | 7,05  |      |      |      |      |      |      | 99,11  |
| 2MW600   | GRANA | 39,41 |       | 22,40 | 0,01 |      | 0,20  | 20,55 | 0,87 | 10,38 | 6,40  |      |      |      |      |      |      | 100,22 |
| 2MW600   | HORNB | 43,19 | 0,13  | 15,75 | 0,03 |      |       | 7,06  | 0,08 | 15,65 | 11,88 | 2,65 | 0,15 |      |      | 2,08 |      | 98,64  |
| 2MW600   | HORNB | 42,55 | 0,06  | 17,03 |      |      |       | 7,38  | 0,06 | 14,89 | 12,08 | 2,63 | 0,17 |      |      | 2,08 |      | 98,93  |
| 2MW600   | HORNB | 42,55 | 0,09  | 17,00 | 0,01 |      |       | 7,25  | 0,06 | 14,79 | 12,17 | 2,61 | 0,15 |      |      | 2,07 |      | 98,74  |
| 2MW600   | HORNB | 42,76 | 0,10  | 17,16 |      |      | 11,19 |       | 0,06 | 14,88 | 11,95 | 2,54 | 0,15 |      |      |      |      | 100,77 |
| 2MW600   | HORNB | 44,12 | 0,14  | 15,03 |      |      | 11,25 |       | 0,09 | 15,98 | 11,96 | 2,59 | 0,14 |      |      |      |      | 101,29 |
| 2MW600   | OLIV  | 37,62 |       |       |      | 0,13 |       | 23,90 | 0,18 | 36,58 | 0,02  |      |      |      |      |      |      | 98,43  |
| 2MW600   | OLIV  | 37,82 | 0,03  |       | 0,05 |      |       | 24,45 | 0,19 | 37,08 |       |      |      |      |      |      |      | 99,63  |
| 2MW600   | OPX   | 54,54 |       | 1,65  | 0,05 |      |       | 15,35 | 0,17 | 27,39 | 0,31  |      |      |      |      |      |      | 99,46  |
| 2MW607A  | PLAG  | 57,77 |       | 25,92 |      |      |       | 0,02  |      |       | 7,86  | 7,05 | 0,18 |      |      |      |      | 98,81  |
| 2MW607A  | ESCAP | 45,75 |       | 26,86 |      |      |       | 0,07  |      |       | 17,53 | 3,58 | 0,10 |      |      |      |      | 93,89  |
| 2MW607A  | GRANA | 38,79 |       | 22,39 |      |      |       | 0,67  | 0,09 | 0,05  | 36,67 |      |      |      |      |      |      | 98,66  |
| 2MW607A  | GRANA | 38,77 |       | 22,23 |      |      | 0,13  | 0,30  | 0,08 | 0,04  | 37,09 |      |      |      |      |      |      | 98,64  |
| 2MW607A  | GRANA | 39,17 |       | 22,47 |      |      |       | 0,50  |      |       | 37,00 | 0,01 | 0,02 |      |      |      |      | 99,17  |
| 2MW607A  | ESCAP | 45,35 |       | 27,18 |      |      |       | 0,03  |      |       | 17,58 | 3,50 | 0,09 |      |      |      |      | 93,72  |
| 2MW607A  | CPX   | 52,29 |       | 0,85  | 0,02 |      | 0,60  | 8,60  | 0,28 | 11,79 | 24,33 | 0,31 | 0,01 |      |      |      |      | 99,08  |
| 2MW607A  | CPX   | 52,08 | 0,09  | 1,69  | 0,03 |      |       | 8,77  | 0,26 | 11,47 | 23,87 | 0,41 | 0,02 |      |      |      |      | 98,68  |
| 803-34A  | BIO   | 37,40 | 3,62  | 15,77 |      | 0,05 |       | 13,96 | 0,01 | 14,34 |       | 0,14 | 9,61 | 0,67 | 0,02 | 3,67 |      | 99,33  |
| 803-34A  | OPX   | 47,55 | 0,03  | 7,26  | 0,05 |      | 0,02  | 26,61 | 0,48 | 16,63 | 0,04  | 0,02 |      |      |      |      |      | 98,69  |
| 803-34A  | OPX   | 48,87 | 0,03  | 5,73  | 0,04 |      |       | 26,53 | 0,48 | 16,99 | 0,06  | 0,01 |      |      |      |      |      | 98,72  |
| 803-34A  | BIO   | 41,63 |       | 20,24 |      |      |       | 17,02 | 0,15 | 10,11 | 0,91  | 0,02 | 0,09 | 0,01 |      | 4,08 |      | 94,25  |
| 803-34A  | CORD  | 48,51 |       | 32,69 |      |      |       | 5,79  | 0,08 | 9,54  | 0,01  | 0,06 | 0,01 |      |      |      |      | 96,69  |
| 803-34A  | CORD  | 48,07 |       | 32,68 |      |      |       | 6,27  | 0,09 | 9,58  |       | 0,05 |      |      |      |      |      | 96,74  |
| 803-34A  | CORD  | 48,92 |       | 32,73 |      |      |       | 6,05  |      | 9,52  | 0,01  | 0,07 | 0,02 |      |      |      |      | 97,32  |
| 803-34A  | CORD  | 48,72 | 0,03  | 32,67 |      |      |       | 6,10  | 0,04 | 9,62  |       | 0,05 | 0,01 |      |      |      |      | 97,25  |
| 803-34A  | OPX   | 46,58 | 1,95  | 4,97  | 0,01 | 0,01 |       | 28,34 | 0,36 | 16,01 | 0,08  | 0,02 |      |      |      |      |      | 98,33  |
| 803-34A  | BIO   | 37,56 | 3,05  | 17,35 | 0,02 | 0,08 |       | 12,34 | 0,02 | 14,93 |       | 0,08 | 9,80 | 0,14 | 0,63 | 0,03 | 3,74 | 99,51  |
| 803-34A  | SILL  | 36,79 |       | 61,68 |      |      |       | 0,33  |      |       |       |      |      |      |      |      |      | 98,79  |
| 803-34A  | CORD  | 48,37 | 0,01  | 32,60 |      |      |       | 4,91  | 0,01 | 10,17 | 0,02  | 0,05 | 0,02 |      |      |      |      | 96,16  |
| 803-34A  | CORD  | 48,86 |       | 32,77 |      |      |       | 4,44  | 0,08 | 10,37 | 0,03  | 0,06 | 0,02 |      |      |      |      | 96,62  |

|         |       |       |      |       |       |      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |      |        |
|---------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| 803-34A | PLAG  | 60,14 |      | 24,70 |       |      | 0,03  |      | 6,37  | 7,82 | 0,22 | 0,12 |      |      |      |      | 99,41  |
| 803-34A | PLAG  | 61,31 |      | 24,14 |       |      | 0,02  |      | 5,65  | 8,22 | 0,23 |      |      |      |      |      | 99,56  |
| 803-34A | BIO   | 37,40 | 1,97 | 17,09 |       | 0,02 | 14,05 | 0,08 | 14,81 | 0,01 | 0,06 | 8,31 | 0,01 | 0,77 | 0,03 | 3,61 | 97,88  |
| 803-34A | BIO   | 38,05 | 2,22 | 17,79 | 0,01  | 0,05 | 14,18 | 0,07 | 14,83 |      | 0,09 | 8,47 | 0,16 | 0,66 | 0,02 | 3,76 | 100,06 |
| 803-34A | CORD  | 48,17 | 0,01 | 32,83 |       |      | 6,16  | 0,11 | 9,59  |      | 0,06 | 0,02 |      |      |      |      | 96,94  |
| 803-34A | ESPIN | 0,59  |      | 58,57 | 0,01  |      | 26,01 | 0,14 | 5,34  | 0,03 |      |      |      |      | 0,01 | 7,68 | 98,38  |
| 803-34A | ESPIN | 0,07  |      | 59,02 | 0,02  | 0,06 | 26,84 | 0,15 | 5,01  | 0,04 |      |      |      |      |      | 7,38 | 98,60  |
| 803-34B | BIO   | 37,29 | 4,71 | 14,33 | 0,07  |      | 14,12 | 0,03 | 13,90 |      | 0,05 | 9,82 | 0,40 | 0,79 | 0,04 | 3,56 | 98,77  |
| 803-34B | BIO   | 36,45 | 4,71 | 14,34 | 0,05  | 0,02 | 13,45 | 0,03 | 13,61 |      | 0,07 | 9,43 | 0,22 | 0,69 | 0,04 | 3,53 | 96,32  |
| 803-34B | PLAG  | 55,95 |      | 27,23 |       |      | 0,05  |      |       | 9,49 | 5,92 | 0,19 | 0,05 |      |      |      | 98,89  |
| 803-34B | OPX   | 50,24 | 0,05 | 2,89  | 0,07  |      | 27,34 | 0,42 | 17,54 | 0,21 | 0,03 |      |      |      |      |      | 98,80  |
| 803-34B | PLAG  | 55,61 |      | 27,28 |       |      | 0,18  |      |       | 9,67 | 5,90 | 0,23 | 0,06 |      |      |      | 98,94  |
| 803-34B | BIO   | 37,20 | 4,37 | 14,77 | 0,02  |      | 14,92 | 0,04 | 13,65 |      | 0,03 | 9,75 | 0,30 | 0,68 | 0,05 | 3,62 | 99,11  |
| 803-34B | OPX   | 50,27 | 0,05 | 2,65  | 0,02  | 0,04 | 27,22 | 0,58 | 17,39 | 0,24 | 0,01 |      |      |      |      |      | 98,48  |
| 803-34B | PLAG  | 55,92 |      | 27,31 |       |      | 0,10  |      |       | 9,63 | 6,03 | 0,27 |      |      |      |      | 99,25  |
| M410C   | GRANA | 36,99 | 0,05 | 20,91 | 0,02  |      | 31,87 | 0,80 | 5,77  | 1,04 | 0,02 |      |      |      | 0,10 |      | 97,59  |
| M410C   | GRANA | 36,84 | 0,04 | 21,19 | 0,06  |      | 32,26 | 0,83 | 5,80  | 1,05 | 0,01 |      |      |      | 0,04 |      | 98,11  |
| M410C   | BIO   | 38,20 | 3,08 | 16,72 | 0,08  | 0,14 | 12,34 |      | 14,58 |      | 0,05 | 8,65 | 0,15 | 0,20 | 0,03 | 3,94 | 98,06  |
| M410C   | GRANA | 36,57 | 0,04 | 21,06 | 0,03  |      | 32,57 | 0,84 | 5,34  | 1,00 |      |      |      |      |      |      | 97,44  |
| M410C   | PLAG  | 58,88 |      | 26,08 |       |      | 0,03  |      |       | 8,45 | 6,91 | 0,12 |      |      |      |      | 100,47 |
| M410C   | PLAG  | 58,89 |      | 25,82 |       |      |       |      |       | 7,94 | 7,26 | 0,12 | 0,09 |      |      |      | 100,19 |
| M410C   | PLAG  | 58,25 |      | 26,27 |       |      | 0,07  |      |       | 8,27 | 6,90 | 0,12 |      |      |      |      | 99,93  |
| M410C   | CORD  | 47,81 |      | 32,28 |       |      | 8,54  | 0,07 | 8,14  | 0,01 | 0,09 |      |      |      |      |      | 96,94  |
| M410C   | CORD  | 47,64 |      | 32,24 |       |      | 8,53  | 0,05 | 7,98  | 0,01 | 0,09 |      |      |      |      |      | 96,54  |
| M410C   | CORD  | 48,26 |      | 32,39 |       |      | 8,77  | 0,03 | 8,10  | 0,01 | 0,09 | 0,03 |      |      |      |      | 97,67  |
| M410C   | ESPIN | 0,03  |      | 56,87 | 1,65  | 0,37 | 26,17 | 0,05 | 5,57  |      |      |      |      |      | 0,48 | 6,74 | 97,92  |
| M410C   | ESPIN | 0,03  |      | 56,70 | 1,57  | 0,30 | 26,78 | 0,12 | 5,49  | 0,01 |      |      |      |      | 0,52 | 6,92 | 98,42  |
| M410C   | BIO   | 38,51 | 3,14 | 16,36 | 0,03  | 0,14 | 12,03 |      | 15,80 |      | 0,07 | 8,75 | 0,22 | 0,18 | 0,07 |      | 99,16  |
| M410C   | GRANA | 36,74 | 0,02 | 21,58 | 0,04  |      | 33,40 | 0,81 | 5,32  | 1,04 |      |      |      |      |      |      | 98,95  |
| M410C   | GRANA | 36,84 |      | 21,09 | 0,02  |      | 32,26 | 0,85 | 5,54  | 1,00 |      |      |      |      | 0,02 |      | 97,60  |
| M410C   | BIO   | 40,12 | 2,96 | 17,93 | 0,13  | 0,09 | 11,63 |      | 15,65 | 0,09 | 0,04 | 7,28 |      | 0,29 | 0,06 | 4,05 | 100,19 |
| M410C   | BIO   | 40,02 | 3,16 | 17,42 | 0,10  | 0,09 | 12,14 | 0,04 | 16,01 | 0,02 | 0,07 | 6,98 | 0,01 | 0,38 |      | 4,01 | 100,30 |
| M410C   | GRANA | 37,20 |      | 21,71 | 0,03  |      | 33,33 | 0,78 | 5,46  | 1,02 |      |      |      |      |      |      | 99,55  |
| NIQCROM | CROM  |       | 0,47 | 22,03 | 46,50 |      | 17,69 | 0,49 | 10,05 |      |      |      |      |      | 0,24 |      | 97,45  |
| NIQCROM | CROM  | 0,03  | 0,43 | 21,26 | 47,35 |      | 17,79 | 0,47 | 9,60  |      |      |      |      |      | 0,26 |      | 97,18  |
| NIQCROM | CROM  | 0,01  | 0,46 | 23,21 | 45,62 |      | 17,50 | 0,36 | 10,49 |      |      |      |      |      | 0,24 |      | 97,88  |

# Análises utilizando a microsonda Camecá do Instituto de Geociências da UnB

|           |                                                                                                   |
|-----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Amostras: |                                                                                                   |
|           | 2MW206D: meta-peridotito do Morro Santa Rita - cont. SE da intrusão máfico-ultramáfica Água Clara |
|           | 2MW329: diorito da intrusão máfica de Gongomé                                                     |

2MW340B: granulito máfico encaixantes da intrusão máfico-ultramáfica Fz. Conceição  
2MW341: orto-piroxenito plagioclásico com cpx da intrusão máfico-ultramáfica da Faz. Conceição  
2MW490: meta gabro-norito granulitizado de intrusão correlacionada com a de Água Clara  
2MW506: meta-diorito da região de Ordália - Faz. Brasília - Domínio Anfibolito-gnáissico-migmatítico  
2MW561: meta-gabronorito na borda leste do stock máfico-ultramáfico da Faz. Conceição  
2MW586: rocha calciossilicática associada a sillimanita ilmenita quartzito bandado do Complexo Anápolis\_Itauçu  
2MW587A: sillimanita (cianita) ilmenita quartzito bandado associado com rocha calcissilicática  
2MW588A21: granada sillimanita cordierita gnaiss (meta-intrusiva de Vista Alegre - Complexo Barro Alto  
2MW588A22: ídem - fácies mais kinzigítico  
2MW589AM: matriz metagranodiorítica de brecha granulitizada do Córrego do Guará - Complexo Barro Alto  
2MW600: olivina gabro coronítico da Serra da Figueira - Complexo Barro Alto  
2MW607A: mármore tectonizado e granulitizado de Goianira - Complexo Anápolis-Itauçu  
2MW635A:sienito sub-alcálico milonitizado no contato com granulitos do Bloco Capelinha - Comp. Anápolis-Itauçu  
803-34A: mesmo cordierita gnaiss 2MW588A com hiperstênio - Complexo Barro Alto  
803-34B: xenólito máfico da rocha anterior  
M410C: sillimanita cordierita gnaiss kinzigítico do Rio Maranhão- entre complexos B.Alto e Niquelândia  
NIQCROM: cromita podiforme de Niquelândia



GEOLOGIA DOS COMPLEXOS GRANULÍTICOS DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL DO TOCANTINS  
- LISTAGEM SINTÉTICA DE DADOS -

25/1/95

-----  
FONTE: BANCO DE DADOS GEOLÓGICOS - GEOSIST - EM DBASE III  
-----

AFLORAMENTOS DO PROJETO 02 - WINGE, M. - DOUTORADO

PERCURSO OU LOCAL: RODOVIA BELEM-BRASILIA: ANAPOLIS-JARAGUA; COMP. ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0001 (16 11 02 S 49 02 13 W UTM:22 N:8209700 E:709800)  
PEDREIRA DE HINTERLANDIA: GRANULITOS MAFICOS BANDADOS +  
FASES ANATEXICAS, PEGMATOIDES A GRANITICAS, BANCOS CM ATE M  
BANDAS N30W30SW, TEXT MILONIT.C/ AUGENS BIOT.SOBRE GRANADA  
ROCHA: 001A-HIPERSTENIO GRANULITO MAFICO CATACLASTICO  
minerais: ANDES50% HIPER25% BIOTI20% QZ 3% OPACO 2% APATI 1%  
ZIRCA

ROCHA: 001B-FASE ANATEXICA DE GRANITO CATACLASTICO  
minerais: MC50% QZ30% OLIGO15% SERIC MUSCO BIOTI  
EPIDO

02-2MW-0002 (16 06 37 S 49 01 58 W UTM:22 N:8217880 E:710275)  
RIACHO PADRE SOUZA: GNAISSE PORFIROCLASTICO; MILONITICO  
BANDAS FILONITICAS MUITO MICACEAS FOLIACAO N60W45SW  
GRANITO MILONITIZADO ?; GRANULITO RETROMETAMORFICO?  
ROCHA: 002-GNAISSE GRANODIORITICO MILONITIZADO  
minerais: KF30% QZ20% OLIGO20% SAUSS10% EPIDO 5% BIOTI 5%  
MUSCO 5% GRANA 1% TITAN

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA NEROPOLIS -> OURO VERDE / COMPL. ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0003 (16 21 06 S 49 13 20 W UTM:22 N:8191300 E:689893)  
GNAISSE ALTERADO BANDADO, LEPTINITO? BIOT.DERIV.DE GRANADA  
BANDAM N15W50SW, INTERCALACAO DE GRANULITO ANFIBOLITIZADO

02-2MW-0004 (16 19 35 S 49 13 17 W UTM:22 N:8194100 E:689999)  
BANDAS BIOTITICAS EM GNAISSE GRANITOIDE ALTERADO, BRANCO,  
NIVEIS/LENTEIS DECIM DE ANFIBOLITO E SCHLIERENS BIOTITICOS  
FASES ANATEXICAS DISCORDANTES, BRANCAS COM FLECKS DE HORNBL

02-2MW-0005 (16 19 06 S 49 13 10 W UTM:22 N:8194990 E:690212)  
ROCHA CALCISILICATADA QZ,G,CPX,EPID,HORNB; AFLORA EM BLOCOS  
ASSOCIADOS: LENTES DE ANFIBOLITO EM GNAISSE GRANITOIDE  
FOLIACAO NS50W

ROCHA: 005-ROCHA CALCISILICATICA SAUSSURITIZADA  
minerais: SAUSS45% DIOPS30% QZ15% BIOTI 8% TITAN 7% GRANA 2%  
APATI

02-2MW-0006 (16 17 35 S 49 11 56 W UTM:22 N:8197770 E:692423)  
GRANADA ANFIBOLITO EM BOUDINS/ NIVEIS 10 A 20 CM EM GNAISSE  
COM GRANADA BIOTITIZADA; LIN. BOUDINS: +- 20N40W

02-2MW-0007 (16 17 18 S 49 11 19 W UTM:22 N:8198290 E:693523)  
GNAISSE BANDADO COM GRANADA BIOTITIZADA  
BANDAS (5,10CM) DOBRADAS E FRAGMENTOS(XENOL?) DE ROCHA BASICA  
MUSCOVITIZACAO E BIOTITIZACAO; FOLIACAO N30E33NW  
+ADIANTE: LENTES DE ANFIBOLITO (ULTRAMAFICA)

ROCHA: 007-BIOTITA-GRANADA GNAISSE GRANODIORITICO  
minerais: OLIGO40% QZ30% BIOTI 8% GRANA 5% OPACO 1% ZOISI 1%  
ZIRCA

02-2MW-0008 (16 16 10 S 49 10 28 W UTM:22 N:8200370 E:695048)  
SILLIMANITA? GRANADA GNAISSE EM BLOCOS

ROCHA: 008-GRANADA GNAISSE GRANITICO  
minerais: QZ30% OLIGO30% KFER25% BIOTI 5% GRANA 5% RUTIL  
ZIRCA

PERCURSO OU LOCAL: OURO VERDE ESTRADA PARA NORDESTE - COMPLEXO ANPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0009 (16 12 38 S 49 11 42 W UTM:22 N:8206900 E:692896)  
GRANULITO QZ-DIORITICO; FOLIACAO BANDAS MILIM. CONCENTR.QZ

ROCHA: 009-GRANULITO HIPERSTENIO QUARTZO-DIORITICO  
minerais: ANDES55% KFER10% HIPER10% QZ10% CPX 6% OPACO 2%  
HORNB BIOTI

02-2MW-0010 (16 11 17 S 49 10 25 W UTM:22 N:8209380 E:695194)

SILLIMAMITA GRANADA QUARTZITO FELDSPATICO;FOLIACAO N30E40NW  
ROCHA: 010-SILLIMANITA-GRANADA-QUARTZO LEPTINITO  
minerais: QZ60% KFER10% GRANA10% OLIGO10% SILLI 3% OPACO 2%  
ESPIN BIOTI  
PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA OURO VERDE->PETROLINA - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU  
02-2MW-0011 (16 12 09 S 49 12 16 W UTM:22 N:8207800 E:691894)  
GRANULITO BASICO (DIORITICO?) MACICO  
ROCHA: 011-GRANULITO DIORITICO  
minerais: APERT75% HIPER15% DIOPS 5% HORNB 1% BIOTI 1% APATI  
OPACO  
02-2MW-0012 (16 11 01 S 49 13 00 W UTM:22 N:8209910 E:690603)  
GRANADA BIOTITA GNAISSE ALTERADO,BANDADO.FOLIACAO N20W65SW  
BOLSOES E NIVEIS MAIS BASICOS C/ ESPESSURA SUPERIOR A 3M  
E DE ULTRAMAFICA BIOTITIZADA C/ REACAO NO CONTATO BOUDINADO  
FACIES METASIENTITICO ? BIOTITIZADO; LEMBRA SIENITO DE URUANA  
ROCHA: 012-GRANULITO DIORITICO?  
minerais: DIOPS 8% QZ 5% HIPER 5% ANDES BIOTI HORNB  
APERT OPACO  
ROCHA: 012B-GRANULITO DIORITICO  
minerais: ANDES45% CPX20% OPX18% QZ 5% KF 3% OPACO 3%  
HORNB 3% BIOTI 1%  
02-2MW-0013 (16 10 18 S 49 13 07 W UTM:22 N:8211230 E:690404)  
GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO. FOLIACAO N20W30SW. FALHA?  
ASSOCIADO COM GNAISSE BANDADO. BIOTITIZACAO DA M'AFICA  
PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA PETROLINA ->NEROPOLIS = COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU  
02-2MW-0014 (16 06 37 S 49 20 16 W UTM:22 N:8218120 E:677732)  
QUARTZITO SACAROIDE C/MUSC.(CIANITA?) EM GNAISSE ALTERADO  
FOLIACAO: N30E,45NW.  
02-2MW-0015 (16 07 23 S 49 20 36 W UTM:22 N:8216710 E:677130)  
ROCHA HOMOGENEA SEM ORIENTACAO, GRAO MEDIO A QZ,F,BI,MU.  
FENOBLASTOS DE ATE 1CM DE MICA. GRANULITO GREISENIZADO?  
ROCHA: 015-BIOTITA-QUARTZO XISTO MACICO - GREISEN?  
minerais: QZ75% BIOTI20% MUSCO 3% ZIRCA - TITAN APATI  
02-2MW-0016 (16 08 34 S 49 20 39 W UTM:22 N:8214530 E:677028)  
ROCHA ULTRAMAFICA COM PIRROTITA,CPX,ACT - PIROXENITO  
LENTE EM GNAISSE FINO (CATACLASITO?) INTEMPERIZADO.  
ROCHA: 016B-CLINOPIROXENITO  
minerais: AUGIT90% HORNB 4% ZOISI 3% LEUCX 2% TITAN 1%  
02-2MW-0017 (16 10 54 S 49 19 25 W UTM:22 N:8210210 E:679194)  
GRANADA-SILLIMANITA (CIANITA?-CORD?) GNAISSE MUSCOVITIZADO.  
02-2MW-0018 (16 11 46 S 49 19 05 W UTM:22 N:8208600 E:679776)  
SILL.GRANADA(CORD?)GNAISSE MUSCOVITIZADO,LOCALMENTE LENTES  
QUARTZOSAS. FOLIACAO (MILONITICA?): NS-N10W30-45SW.  
02-2MW-0019 (16 13 27 S 49 18 31 W UTM:22 N:8205490 E:680764)  
SILL.GRANADA(CORD?) GNAISSE ALTERADO; BANDAS IRREGULARES  
DE CAULINITA (ALT. DE FELDSPATOS). ROCHA MILONITICA?  
02-2MW-0020 (16 14 55 S 49 18 07 W UTM:22 N:8202780 E:681459)  
LENTE? DE METAPIROXENITO EM GNAISSE MILONITICO, COM FASES  
LOCAIS DE GRANADA QUARTZITO FELDSPATICO MUSCOVITIZADO  
FOLIACAO:N40W8SW. OCORREM ULTRAMAFICAS ASSOCIADAS  
LINEACAO ESTIRAMENTO EM DIP SLOPE LISTRICO P/W ?  
ROCHA: 020-ANFIBOLITITO  
minerais: HORNB55% TREMO40% OPACO 3% CLORI 2%  
PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA PETROLINA-DAMOLANDIA - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU  
02-2MW-0021 (16 15 02 S 49 20 29 W UTM:22 N:8202590 E:677249)  
GRANADA GNAISSE E SIENITO ALCALINO ROSEO COM ANF/PX VERDE.  
ROCHA: 021B-PLAGI-SIENITO (MONZONITO)  
minerais: FELDS95% KF60% OLIGO35% OPACO 3% ZIRCA  
02-2MW-0022 (16 14 49 S 49 20 46 W UTM:22 N:8203000 E:676747)  
GRANULITO ACIDO (GRANADA GNAISSE C/BOUDINS DE GRANUL.BASICO)  
PLANOS DE FALHA CURVOS COM VERGENCIA PARA W - RETROEMPURRAO  
OU FALHAMENTOS LISTRICOS? =>OBS.FASES GRANITOIDES(EXTENSAO?)  
FALHAS EM VARIAS DIRECOES SUGEREM ABATIMENTO DE BLOCOS  
PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA DAMOLANDIA P/NORTE -COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0023 (16 12 06 S 49 22 44 W UTM:22 N:8208040 E:673281)  
 SILL-G-CORD? GNAISSE E GRANULITO ENDERBITICO (PL,OPX,QZ) COM  
 BOUDINS DE ANFIBOLITO. FOLIACAO DOBRADA:N40W;25SW  
 ROCHA: 023A-SILLIMANITA-GRANADA-LEPTINITO (KHONDALITO ?)  
 minerais: QZ60% PERTI25% SILLI 7% OPACO ESPIN  
 ROCHA: 023B-ENDERBITO (HIP PL GNAISSE)  
 minerais: ANDES60% HIPER15% BIOTI 2% APATI CARBO OPACO  
 RUTIL

02-2MW-0024 (16 13 11 S 49 24 36 W UTM:22 N:8206060 E:669949)  
 PLAGIOCLASIO GNAISSE (ENDERBITO) E GRANULITO MAFICO CINZA  
 CLARO COM FRAGMENTOS LENTICULADOS (DOBRAS REDOBRADAS).

02-2MW-0025 (16 14 45 S 49 25 13 W UTM:22 N:8203180 E:668834)  
 GRANULITO BASICO ALTERADO COM FOLIACAO N20W40SW.

02-2MW-0026 (16 15 28 S 49 25 57 W UTM:22 N:8201870 E:667522)  
 GNAISSE QZ-DIORITICO FINO A MEDIO COM FRAGMENTOS ESTIRADOS  
 (XENOLITOS?). PORFIROBLASTOS DE OPX ATE 1CM (CLIVAG.ENCURV.)  
 PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA DAMOLANDIA-P/NORTE->INHUMAS; C.ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0027 (16 15 28 S 49 27 31 W UTM:22 N:8201890 E:664736)  
 GRANADA-GNAISSE BANDADO/ALTERADO. BANDAS ROSAS E BRANCAS  
 DE CAULIM. BANDAS TRANSPOSTAS DE GRANADA SILLIMANITA GNAISSE  
 E GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO(5-15CM).FOLIACAO:N20W40SW

02-2MW-0028 (16 16 26 S 49 27 55 W UTM:22 N:8200110 E:664013)  
 GNAISSE ALTERADO;FASES PEGMATITICAS/ANATEXICAS CORTAM BANDAS  
 FELDSPATOS CAULINIZADOS. FOLIACAO:N80W20NE.  
 PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA INHUMAS->ITAUCU - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0029 (16 12 35 S 49 35 34 W UTM:22 N:8207350 E:650384)  
 GNAISSE ALTERADO FINO COM POUCO QUARTZO FOLIADO:N20E20NW  
 PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA ITAUCU-SANTA ROSA - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0030 (16 11 13 S 49 36 22 W UTM:22 N:8209870 E:648950)  
 GRANULITO BASICO ANFIBOLITIZADO MEDIO; AFLORA EM BLOCOS

02-2MW-0031 (16 11 05 S 49 36 01 W UTM:22 N:8210100 E:649600)  
 GNAISSE MEDIO; FOLIACAO MILONITICA (QZ,PLAG-AUGENS,BI,PX?)

02-2MW-0032 (16 10 53 S 49 35 54 W UTM:22 N:8210480 E:649800)  
 BLOCOS SEM FOLIACAO(MACRO) DE LEPTINITO (G,BI,QZ,F).  
 ROCHA: 032-GRANADA-MESOPERTITA LEPTINITO  
 minerais: MPERT65% QZ30% GRANA 2% EPIDO SILLI MUSCO  
 BIOTI

02-2MW-0033 (16 09 54 S 49 34 10 W UTM:22 N:8212270 E:652900)  
 LEPTINITO A QUARTZITO COM QZ E FELDSP;GRAO FINO,TEXT.FLASER  
 FOLIACAO:N80WVERT. LENTES CM GRANUL.MAF.FINO 1-5 X 30-40CM  
 ROCHA: 033-GRANADA-MESOPERTITA LEPTINITO FINO  
 minerais: MPERT60% QZ35% GRANA 3% ESPIN 2% BIOTI SILLI

PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA ITAUCU-SANTA ROSA ->ESTRADA JUNTO SERRA DO BRANDAO

02-2MW-0034 (16 06 23 S 49 33 07 W UTM:22 N:8218730 E:654800)  
 GRANADA LEPITNITO PORFIROBLASTICO(EM BOULDERS).FOL:N60W45SW

02-2MW-0035 (16 05 44 S 49 33 41 W UTM:22 N:8219950 E:653800)  
 ULTRAMAFICA FINA COM FENOCRISTAIS DE OPX. FOLIACAO:N60WSUBV  
 \*\* INTRUSAO DA SERRA DO BRANDAO - TAQUARAL DE GOIAS \*\*  
 ROCHA: 035-META PERIDOTITO (HAZBURGITO?)  
 minerais: OPX40% SERPE34% OLIVI30% CPX15% ESPIN 2%

02-2MW-0036 (16 05 08 S 49 34 05 W UTM:22 N:8221050 E:653100)  
 CONTATO: ROCHA BASICA COM QUARTZITO FELDSPATICO (LEPTINITO)  
 CONTATOS VERTICALIZADOS (TECTONIZADOS?) N50-60W70NW.

02-2MW-0037 (16 05 00 S 49 33 43 W UTM:22 N:8221300 E:653750)  
 BIOTITA GNAISSE FITADO E LEPTINITO ROLADO. FOL: N60W30SW.

02-2MW-0038 (16 04 21 S 49 34 33 W UTM:22 N:8222500 E:652250)  
 BLOCOS DE GRANULITO? BASICO MEDIO. HORNB,CPX,PLAGIOCLASIO.  
 URALITA GABRO PORFIRICO  
 ROCHA: 038-METAGABRO URALITIZADO  
 minerais: LABRA45% HORNB40% ZOISI 8% OPACO 4% TITAN

PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA TAQUARAL-ITAGUARI - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0039 (16 02 15 S 49 36 34 W UTM:22 N:8226400 E:648700)  
 META QZ-DIORITO (G,H0,BI,PL,QZ) MEDIO ; PORFIRITICO.  
 CONCENTRACOES LENTICULARES DE HORNB.(XENOLITO);BAND N10E75NW

ROCHA: 039-METADIORITO  
 minerais: ANDES55% BIOTI25% QZ10% EPIDO 5% APATI ZIRCA  
 TITAN

02-2MW-0040 (16 00 12 S 49 35 56 W UTM:22 N:8230150 E:649850)  
 MASSAS PEGMATITICAS EM ROCHA BIOTITICA COM MUSCOVITA  
 PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA ITAGUARI-ITAGUARU - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0041 (15 54 01 S 49 36 38 W UTM:22 N:8241570 E:648711)  
 GRANULITO BASICO ANFIBOLITIZADO E DE GRAO MEDIO.

02-2MW-0042 (15 49 34 S 49 37 08 W UTM:22 N:8249770 E:647848)  
 CORD?-SILL GNAISSE. PORCOES MAFICAS (XENOLITOS?) ESTIRADAS  
 COR ROSEA; OCORRE EM BOULDERS

ROCHA: 042-GRANADA SILLIMANITA/CIANITA GNAISSE  
 minerais: PERTI60% QZ25% ANDES 5% SILLI 3% CIANI 2% GRANA 2%  
 ESPIN 1% BIOTI 1%

02-2MW-0043 (15 49 08 S 49 37 22 W UTM:22 N:8250570 E:647435)  
 GRANULITO MAFICO EM BLOCOS. APRESENTA BANDAMENTOS  
 METAMORFICOS E PORCOES MAIS FEMICAS ESTIRADAS (ATE 30 CM).  
 ANFIBOLITIZACAO E FELDSPATIZACAO COMUNS

02-2MW-0044 (15 48 12 S 49 37 38 W UTM:22 N:8252300 E:646966)  
 GRANULITO BASICO FOLIADO E DOBRADO COM INJECoes DE MATERIAL  
 GRANITICO TAMBEM FOLIADO E COM TEXTURA FLASER : N60E60SE.

ROCHA: 044-GRANADA GNAISSE MILONITICO  
 minerais: QZ45% SAUSS32% GRANA10% PLAGI 5% BIOTI 5% FELDS 2%  
 RUTIL APERT CARBO OPACO

PERCURSO OU LOCAL: ITAGUARU-JARAGUA - COMPLEXO ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0045 (15 45 55 S 49 37 32 W UTM:22 N:8256510 E:647159)  
 GRANULITO CINZA BANDADO (PL,CPX,G,QZ)ENDERBITICO A QZ-DIORIT  
 FOLIACAO : N60E20SE.

02-2MW-0046 (15 45 49 S 49 36 21 W UTM:22 N:8256680 E:649270)  
 GRANULITO BASICO MEDIO/GROSSO;FOLIACAO INDISTINTA:EW25-35

ROCHA: 046-GRANADA ENDERBITO (GRANADA-HIP-QZ DIORITO)  
 minerais: PLAGI43% QZ30% HIPER10% GRANA10% BIOTI 4% OPACO 3%

02-2MW-0047 (15 45 42 S 49 35 24 W UTM:22 N:8256880 E:650965)  
 GRANULITO INTERMEDIARIO (QZ,KF,OPX,CPX,GRANADA,PLAGIOCLASIO)  
 GRANULACAO MEDIA E TEXTURA PORFIROBLASTICA A FLASER.

02-2MW-0048 (15 45 49 S 49 33 39 W UTM:22 N:8256650 E:654085)  
 GRANULITO BASICO BIOTITIZADO (GABRO-DIORITO?), BLASTOS IDIO-  
 SUBIDIOMORFICOS DE PLAGIOCLASIO ZONADO?(OPX,CPX=>BIOT,HORNB)

ROCHA: 048-DIOPSIDIO-HIPERSTENIO GRANULITO (GABRO-NORITI  
 minerais: PLAGI50% HIPER25% DIOPS10% BIOTI10% HORNB 3%

02-2MW-0049 (15 43 57 S 49 27 35 W UTM:22 N:8260000 E:665055)  
 GRANITO CINZA CLARO, CATACLASTICO (KF ATE 2 CM) KF,QZ,BI

ROCHA: 049-METAGRANODIORITO  
 minerais: SAUSS65% QZ15% PERTI10% BIOTI 7% EPIDO 1% ANFIB 1%  
 OPACO 1% RUTIL

02-2MW-0050 (15 43 17 S 49 24 37 W UTM:22 N:8261190 E:670360)  
 G-MU-BI XISTO FELDSPATICO(PORFIROB.DE GRANADA)FOL.N20E20NW

02-2MW-0051 (15 43 21 S 49 23 47 W UTM:22 N:8261050 E:671847)  
 QUARTZITO EM PLACAS E GRANADA MUSCOVITA-BIOTITA XISTO  
 ALTERNAM-SE EM BANCOS DE 2-3 M OU INTERC. 20-30 CM.  
 XISTOSIDADE:N50W45NE.

02-2MW-0052 (15 43 40 S 49 23 10 W UTM:22 N:8260460 E:672943)  
 GRANITO? FILONITIZADO E CATACLASTICO C/BANDAS DE G-BI"XISTO"  
 (FAIXAS DE MILONITOS) SEGUNDO FOLIACAO : N65W;60S

PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA BELEM-BRASILIA - JARAGUA/ANAPOLIS

02-2MW-0053 (15 45 44 S 49 18 34 W UTM:22 N:8256580 E:681123)  
 PEDREIRA DE JARAGUA- MIGMATITO C/FASE ANATEXICA GRAO MEDIO A  
 GROSSO (FASES PGMTOIDES C/QZ AZUL) E MOSQUEADO POR BIOTITA E  
 HORNBLENDA COR CINZA-GRAXO ENVOLVENDO GNAISSE DIORITICO  
 FOLIADO A MACICO DE GRAO MEDIO; RAROS XENOLITOS BIOTITIZADOS  
 A ESTRUTURA VARIA DE AGMATITICA(ENVOLVENDO FOLIACAO MILONIT.  
 C/AUGENS) ATE SCHLIERENS COM RETOMADA(?)EM FAIXAS MILONITICA  
 C/ N70W50-60NE INDICADOR CINEMATICO-> DEXTROGIRO

ROCHA: 053-QUARTZO DIORITO GNAISSICO SAUSSURITIZADO

minerais: SAUSS60% QZ25% BIOTI 8% HORNB 3% OPACO 2%  
 02-2MW-0054 (15 45 57 S 49 18 27 W UTM:22 N:8256180 E:681328)  
 GRANULITO BASICO MEDIO BIOTITIZADO (PL,OPX,CPX,BI).  
 ROCHA: 054-DIOPSIDIO-HIPERSTENIO GRANULITO (GABRO DIORIT  
 minerais: PLAGI50% CPX20% HIPER20% OPACO 1% QZ 1%  
 02-2MW-0055 (15 47 12 S 49 18 13 W UTM:22 N:8253870 E:681725)  
 BLOCOS DE GRANITO ANATEXICO (QZ-AZUL,KF,PL,BI) CATACLASTICO  
 02-2MW-0056 (15 52 50 S 49 14 42 W UTM:22 N:8243430 E:687918)  
 FILONITO DE GNAISSE OU DE GRANITO. FOLIACAO:N40W55SW.  
 ROCHA: 056-FILONITO DE GNAISSE OU DE GRANITO  
 PERCURSO OU LOCAL:RODOVIA BELEM-BRASILIA - ESTRADA PARA PETROLINA  
 02-2MW-0057 (15 55 04 S 49 15 15 W UTM:22 N:8239330 E:686903)  
 MUSC.QUARTZITO FELDSPATICO(GRANADA->BIOTITA); MUSCOVITIZACAO  
 PORCOES SILICOSAS E XISTOSAS. MUSCOVITA SEM ORIENTACAO!  
 02-2MW-0058 (15 57 04 S 49 15 42 W UTM:22 N:8235650 E:686070)  
 GNAISSE(OU GRANITO) FILONITIZADO E DOBRADO.  
 02-2MW-0059 (15 59 21 S 49 16 59 W UTM:22 N:8231460 E:683745)  
 GRANULITO BASICO MEDIO SEM FOLIACAO(CPX->HO;OPX?;PLAG;BIOT.)  
 02-2MW-0060 (16 00 52 S 49 17 37 W UTM:22 N:8228700 E:682512)  
 GRANADA-SILL-CORD? GNAISSE COM FOLIACAO N40E30SE.  
 02-2MW-0061 (16 02 43 S 49 18 28 W UTM:22 N:8225290 E:680978)  
 LEPTINITO (APLITOIDE) - GRANADA,QZ,FELDSPATO - POUCA BIOTITA  
 PERCURSO OU LOCAL:PETROLINA/OURO VERDE/ANAPOLIS - COMPLEXO ANAPOLIS-  
 ITAUCU  
 02-2MW-0062 (16 13 30 S 49 10 59 W UTM:22 N:8205290 E:694161)  
 GRANULITO MAFICO CINZA MEDIO A FINO - PL,CPX,HO,BI,OPX,G,QZ.  
 02-2MW-0063 (16 15 11 S 49 08 20 W UTM:22 N:8202150 E:698853)  
 GRANULITO MAFICO FINO-MEDIO - PLAG,CPX,(OPX).  
 PERCURSO OU LOCAL: ANAPOLIS-NEROPOLIS - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0064 (16 21 01 N 48 58 58 W UTM:22 N:8191250 E:715500)  
 GRANADA GNAISSE ALTERADO MEDIO-GROSS. GRANADA ALTERADA E  
 ROCHA CAULINIZADA COM TONS ROSEOS. CORDIERITA?  
 02-2MW-0065 (16 21 29 S 49 00 51 W UTM:22 N:8190430 E:712088)  
 GRANADA GNAISSE E QZITO LOCALMENTE FELDSPATICO  
 RARAS AGULHAS DE SILLIM; QZ AZULADO E GRANADAS DE 1 A 4 MM.  
 02-2MW-0066 (16 23 16 S 49 04 34 W UTM:22 N:8187190 E:705458)  
 GNAISSE ALTERADO.QZ,MUSC,F,BI,SILL;POUCA GRANADA.FOL:+-NS40W  
 02-2MW-0067 (16 23 03 S 49 06 15 W UTM:22 N:8187610 E:702467)  
 GNAISSE ALTERADO. MU,BI,CAULIM,SILL? BANDAM.LOCALM.DIFUSO  
 02-2MW-0068 (16 24 18 S 49 12 30 W UTM:22 N:8185390 E:691337)  
 GNAISSE ALTERADO MUITO ALUMINOSO COM POUCO QUARTZO E FINO.  
 PORCOES PEGMATITICAS-ANATEXICAS EM BANDAS E BOLSOES. DOBRAS  
 BOUDINS DE PARTES MAFICAS. ESTRIAS: 40S50E.  
 PERCURSO OU LOCAL: NEROPOLIS-INHUMAS - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0069 (16 21 13 S 49 20 46 W UTM:22 N:8191190 E:676672)  
 GRANADA-SILLIM QZITO A LEPTINITO COM BANDAMENTO N40W,30SW.  
 02-2MW-0070 (16 21 16 S 49 22 07 W UTM:22 N:8191110 E:674271)  
 GNAISSE ALTERADO. QUARTZO LENTICULADO,FELDSPATO,GRANADA  
 PERCURSO OU LOCAL: ITAUCU-ITABERAI - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0071 (16 10 18 S 49 37 05 W UTM:22 N:8211510 E:647727)  
 GNAISSE ALTERADO C/FASES ANFIBOLITICAS?(ALTERADAS);LENTES DE  
 TALCO XISTO C/MAGNESITA(10M).NIVEIS PEGM. C/ MICAS ATE 10CM  
 02-2MW-0072 (16 09 30 S 49 37 25 W UTM:22 N:8212990 E:647141)  
 GNAISSE (G,BIOT,MUSC,FELD,SILL?) DOBRADO. FALHA EM N15W  
 INJECCOES PEGMATITICAS LOCALIZADAS E VERTICAIS.  
 ROCHA: 072-CIANITA-GRANADA-BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE  
 minerais: QZ45% MUSCO20% BIOTI15% GRANA10% CIANI 5% CLORI 3%  
 ANDES 1% LEUCX RUTIL  
 02-2MW-0073 (16 08 34 S 49 38 15 W UTM:22 N:8214720 E:645666)  
 GNAISSE MEDIO-GROSS.QZ,F,BI,G.BANDAMENTO IRREGULAR N20E60NW  
 02-2MW-0074 (16 07 36 S 49 39 03 W UTM:22 N:8216510 E:644250)  
 GNAISSE ALTERADO C/NIVEIS DE GRANADA QUARTZITO (2-3 A 60CM)  
 E DE GRANULITO MAFICO(10-20CM) CPX,PLAG,HORNB,PIRITA. NS60W  
 02-2MW-0075 (16 06 57 S 49 39 57 W UTM:22 N:8217720 E:642653)

GRANULITO? MAFICO ANFIBOLITIZADO C/ FACIES MIGMATITICAS E  
 "MANCHAS" FELDSPATIZADAS.ANFIBOLITIZACAO/BIOTITIZACAO TOTAIS  
 PERCURSO OU LOCAL: ITABERAI-HEITORAI - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0076 (15 54 44 S 49 47 25 W UTM:22 N:8240370 E:629475)  
 GNAISSE CATACLASTICO MEDIO A FINO C/ RAROS SCHLIEREN DE BI.  
 02-2MW-0077 (15 52 56 S 49 47 18 W UTM:22 N:8243680 E:629696)  
 MU-BI XISTO(MILONITICO?)ALTERADO.QZ DE VEIO. XIST.:EW;20-30N  
 02-2MW-0078 (15 49 27 S 49 48 02 W UTM:22 N:8250110 E:628411)  
 QUARTZO SIENITO MILONITIZADO COM FENOCRISTAIS OVOIDES  
 DE KF(0.4-2CM); SIN-TECTONICO? FOLIACAO MILONITICA SUB-HORIZ  
 02-2MW-0079 (15 46 54 S 49 47 52 W UTM:22 N:8254810 E:628725)  
 LEPTINITO KINZIGITICO PLAQUEADO E GRANADA QUARTZITO AZULADO  
 SERRA MATA PARA'; FACIES MILONITICO E BLASTO-MILONITICO COM  
 RESTOS NAO FOLIADOS, GRANITOIDES; INTERCALACOES(?) TALVEZ DE  
 DIQUES E SILLS DE METAGABRO(GRANULITO MAFICO) QUE PREDOMINA  
 PARA O NORTE EM DIRECAO A HEITORAI (CROSTA CONTINETAL  
 INVADIDA POR MAGMATISMO BASICO PRE-GRANULITIZACAO??)  
 FOLIACAO MILONITICA N50W45SW  
 ROCHA: 079-SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO MILONITICO  
 minerais: KF50% QZ25% GRANA10% SILLI 5% BIOTI 1%  
 02-2MW-0080 (15 46 02 S 49 48 19 W UTM:22 N:8256410 E:627928)  
 GRANULITO FELSICO(G-SIL? GNAISSE)+GRANULITO MAFIC.ANFIBOLIT.  
 FOLIACAO TENDE A NS50-20E  
 ROCHA: 080-GRANADA CIANITA LEPTINITO  
 minerais: KF40% QZ25% PLAGI20% GRANA 4% BIOTI 2% CIANI 2%  
 MUSCO 2% EPIDO 2% RUTIL 1% OPACO 1%  
 PERCURSO OU LOCAL: HEITORAI-URUANA  
 02-2MW-0081 (15 42 56 S 49 49 30 W UTM:22 N:8262140 E:625839)  
 GRANULITO DIORITICO FOLIADO A MACICO. PL,CPX,H0,BI,G,OPX,QZ  
 02-2MW-0082 (15 40 46 S 49 49 30 W UTM:22 N:8266130 E:625853)  
 FILONITO? QZ-MUSCOVITA XISTO COM FOLIACAO N40E20SE.  
 02-2MW-0083 (15 40 03 S 49 49 33 W UTM:22 N:8267460 E:625769)  
 BIOT.MUSCOV. XISTO E LEPTINITO FILONITIZADO "XISTO PODRE"  
 XISTOSIDADE: N50W25SW.  
 02-2MW-0084 (15 39 21 S 49 49 23 W UTM:22 N:8268740 E:626071)  
 QUARTZITO PLAQUEADO, CATACLASTICO COM RODS DE TRANSPOSICAO.  
 FOLIACAO: N40E15SE. EIXO "B": N70E.  
 02-2MW-0085 (15 38 32 S 49 49 16 W UTM:22 N:8270250 E:626284)  
 MUSC. XISTO C/ ALTER. MARROM A PRETA ( G + PIRITA + CO3--?)  
 GRAO FINO. XISTOSIDADE: N60W10NE - N30W10SW.  
 02-2MW-0086 (15 37 53 S 49 49 33 W UTM:22 N:8271450 E:625783)  
 QZITO CINZA AZULADO C/ DOBRAS INTRAFOLIAIS.TREND: N60W30SW.  
 DOBRA DE 2M EM 'Z' MOSTRANDO ARRASTO LISTRICO PARA SW  
 02-2MW-0087 (15 36 15 S 49 49 26 W UTM:22 N:8274460 E:626002)  
 BIOT-MUSCOVITA-QZ XISTO FINO ALTERADO. N70E15NW.  
 3 KM ADIANTE - JUNTO DA SERRA-FILONITOS DE GNAISSE N70E30NW  
 02-2MW-0088 (15 30 52 S 49 42 18 W UTM:22 N:8284300 E:638759)  
 SIENITO GROSSEIRO CINZA AZULADO:ORTOCLASIO+CLORITA,ACTIN,PX?  
 CATACLASTICO-AFLORAMENTO GNAISSEFICADO EW30S PROX.DE URUANA  
 ROCHA: 088-SIENITO URALITIZADO E BIOTITIZADO  
 minerais: MPERT70% PIROX15% BIOTI 7% ANFIB 5% OPACO 2%  
 PERCURSO OU LOCAL: URUANA-CARMO DO RIO VERDE  
 02-2MW-0089 (15 29 20 S 49 42 03 W UTM:22 N:8287150 E:639350)  
 GRANADA-MUSCOVITA-BIOTITA XISTO=> FILONITO DO SIENITO URUANA  
 MUSCOVITA EM LENTES<=ORTOCLASIO;ORTOXISTO: FOLIACAO:N30W30NE  
 02-2MW-0090 (15 23 15 S 49 41 49 W UTM:22 N:8298350 E:639850)  
 FILONITO DE GNAISSE? GRANULITO ACIDO? QZ,F=MU,BI ALTERADO.  
 ROCHA MOIDA - ZONA DE FALHA - EIXO DE CRENULACAO: 20N40W.  
 PERCURSO OU LOCAL: URUANA-ITAGUARU - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0091 (15 30 55 S 49 40 30 W UTM:22 N:8284190 E:641969)  
 MUSCOVITA QUARTZITO XISTOSIDADE: N50W35NE.  
 02-2MW-0092 (15 31 35 S 49 40 30 W UTM:22 N:8282960 E:641965)  
 GNAISSE C/ BANDAS PEGM. (MILONITICO)-QZ,F,BI- FOL.N20W25SW.  
 GRANITO/QZ SIENITO GROSSEIRO GNAISSEFICADO-FENOCRISTAIS OR



02-2MW-0093 (15 36 57 S 49 41 01 W UTM:22 N:8273070 E:641007)  
 GNAISSE MILONITIZADO C/AUGENS LINEARES/ESTEIRA CATACLASTICA  
 NIVEIS BIOTITICOS E QUARTZO-FELDSPATICOS (SACAROIDAL).  
 FOLIACAO N20E25SE; LINEACAO ESTIRAMENTO:25S70E

02-2MW-0094 (15 39 57 S 49 41 31 W UTM:22 N:8267550 E:640096)  
 GNAISSE HOMOGENEO GRANODIORITICO EM BOULDERS. BI,QZ,F,(CPX?)

02-2MW-0095 (15 43 09 S 49 39 30 W UTM:22 N:8261630 E:643671)  
 GRANULITO BASICO BANDADO C/ FOLIACAO: N70E15SE.

02-2MW-0096 (15 44 27 S 49 38 53 W UTM:22 N:8259230 E:644762)  
 GRANULITO INTERMEDIARIO. QZ,PL,KF,G,CPX,OPX? EM BLOCOS.  
 NO ENTRONCAMENTO: GNAISSE ALTERADO COM N50W30SW

PERCURSO OU LOCAL:ITAGUARU-ITABERAI PELA SERRA - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU

02-2MW-0097 (15 45 52 S 49 38 46 W UTM:22 N:8256610 E:644960)  
 BLOCOS DE GRANULITO MAFICO FOLIADO. PL,CPX,OPX,QZ FLASER.  
 1KM ADIANTE, IDEM COM FOLIACAO N60W15SW

02-2MW-0098 (15 47 04 S 49 40 40 W UTM:22 N:8254420 E:641564)  
 BLOCOS DE GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO E SILL G GNAISSE

02-2MW-0099 (15 48 29 S 49 41 01 W UTM:22 N:8251810 E:640930)  
 GRANADA-SILLIMANITA GNAISSE.FOLIACAO N20W8SW;  
 LINEACAO DE QUARTZO FLASER: HN5W

02-2MW-0100 (15 49 37 S 49 41 21 W UTM:22 N:8249730 E:640328)  
 GRANADA-SILLIMANITA GNAISSE,MEDIO,BANDADO;TEXTURA FLASER  
 FOLIACAO N30W20NE

02-2MW-0101 (15 50 36 S 49 42 32 W UTM:22 N:8247930 E:638212)  
 LEPTINITO(GRAN.GNAISSE FINO; QZ FLASER). FOLIACAO:N30E;20NW  
 LINEACAO DE QZ FLASER: N30W.

PERCURSO OU LOCAL:ITABERAI-AM.BRASIL VIA SAO JOSE DO RETIRO

02-2MW-0102 (16 03 19 S 49 51 07 W UTM:22 N:8224570 E:622794)  
 METADACITO?:BIOTITA XISTO FELDSP.FINO;MICRO-FENOCRISTAIS DE  
 PLAGIOCLASIO C/ 1MM; APOFISES GRANITICAS A QZ,FELDSP,BIOTITA  
 "GREENSTONE BELT" DA SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAI  
 RICO EM SULFETO FINO - XISTOSIDADE: NS55SE

02-2MW-0103 (16 05 09 S 49 53 22 W UTM:22 N:8221220 E:618767)  
 LATERITA CONGLOMERATICA C/SEIXOS DE QZ E PSILOMELANO.

02-2MW-0104 (16 07 10 S 49 52 48 W UTM:22 N:8217500 E:619775)  
 MANGANES SUPERGENICO EM METACHERT DE GREENSTONE BELT  
 ROCHA: 104-

02-2MW-0105 (16 07 53 S 49 53 31 W UTM:22 N:8216200 E:618500)  
 "GRANITO" ALTERADO, MEDIO COM "MANCHAS" VERDES(CLO-BIOTITA)  
 XENOLITOS DE QUARTZITO,GNAISSE,ACTINOLITITO;BIOTITITO(TALCO)  
 DO GREENSTONE BELT EM CONTATO (VER 104) DA BORDA LESTE  
 CARACTERIZANDO BRECHACAO PLUTONICA DA INTRUSAO GRANITICA  
 ROCHA: 105-

02-2MW-0106 (16 09 04 S 49 53 32 W UTM:22 N:8214000 E:618431)  
 LATERITA CONCRECIONADA

02-2MW-0107 (16 13 01 S 49 53 26 W UTM:22 N:8206720 E:618569)  
 GRANADA ANFIBOLITO FINO COM FOLIACAO N60W25NE. HORNBLENDA  
 GNAISSE ASSOCIADO ->FASE INTRUSIVA?? TONALITICA  
 BORDAS DA INTRUSAO GABRO-DIORITICA DE GONGOME'  
 ROCHA: 107-

PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA AMERICANO DO BRASIL -> ANICUNS

02-2MW-0108 (16 16 57 S 49 59 42 W UTM:22 N:8199550 E:607400)  
 GNAISSE CINZA CLARO ALTERADO FINO E CATACLASTICO. QZ,F,BI.  
 EMBASAMENTO ARQUEANO ? OU META-GRANITO DA FASE PLUTONICA??  
 ROCHA: 108-

02-2MW-0109 (16 18 07 S 49 59 47 W UTM:22 N:8197400 E:607205)  
 GNAISSE (QZ,F,BI,MU) C/ FAIXAS DE BIOTITITO(DIQUES ULTRAM?)  
 LEMBRA META-GRANITO C/DIQUES KOMATITITICOS BIOTITIZADOS DE  
 EMBASAMENTO ARQUEANO; PLANOS N20E30NW C/ARRASTO LISTRICO  
 E FRATURAS ANTIT'ETICAS N40E30SE  
 ROCHA: 109-

02-2MW-0110 (16 18 27 S 49 59 40 W UTM:22 N:8196790 E:607409)  
 EPIDOTO BIOTITA GNAISSE FINO; META QZ-ANDESITO EM BLOCOS  
 GREENSTONE BELT(SEQ.ANICUNS -ITABERAI) - SOLOS VERMELHOS

ROCHA: 110-  
02-2MW-0111 (16 19 25 S 49 59 06 W UTM:22 N:8195000 E:608409)  
GRANADA-BI XISTO E ANFIBOLITO? ALTERADOS. NS70W - N10W50S  
ROCHA: 111-  
02-2MW-0112 (16 22 07 S 49 57 58 W UTM:22 N:8190000 E:610450)  
GRANADA-BIOT-MUSCOV-XISTO;TEXTURA EM LENTICULAS DE MILONITO  
C/ XISTOS. NS30-50W - PROXIMO: FALHA EM N40E->CONTATO ROCHA  
CINZA CLARA, FELDSPATICA, FINA (META-VULCANICA??)  
ROCHA: 112-  
02-2MW-0113 (16 22 54 S 49 57 46 W UTM:22 N:8188550 E:610800)  
TURMALINITO ROLADO.BIOTITA-MUSCOV-XISTO CRENUADO. ARAXA' ?  
ROCHA: 113-  
PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA ANICUNS-CAPELINHA-ARACU - COMPL. ANAPOLIS-ITAUCU  
02-2MW-0114 (16 22 55 S 49 55 44 W UTM:22 N:8188500 E:614400)  
MARMORE CINZA, GRAO MM. DOBRAS:B=20N40W. SA.=N20W65SW.  
ROCHA: 114-  
02-2MW-0115 (16 20 59 S 49 48 43 W UTM:22 N:8192000 E:626900)  
GRANULITO MAFICO RETROMETAMORFICO PARA ANFIBOLITO E ROCHA C/  
FENOLASTOS(0,3-0,5MM) GRANADA CLORITIZADA + HO/ACT,QZ,PLAG  
EM UMA MASSA CINZA ESVERDEADA -> KINZIGITO RETROMETAMORFICO  
ROCHA: 115-GRANADA-GNAISSE RETROMETAMORFISADO  
minerais: GRANA40% SERIC30% AB15% QZ10% RUTIL 1% OPACO 1%  
ZIRCA 1%  
02-2MW-0116 (16 20 40 S 49 47 15 W UTM:22 N:8192530 E:629510)  
GRANADA ANFIBOLITO MACICO(METAGABRO) C/ FOLIACAO DOBRADA E  
MOBILIZADOS A PLAG+GRANADA(ATE 3 CM)+TURMALINA - EM FOTO  
AEREA => PIPE? REDONDO +-600M DIAMETRO.TERRENOS GRANULITICOS  
COM FACIES ANFIBOLITO ?  
ROCHA: 116A-ANFIBOLITO (METAGABRO A METADIORITO)  
minerais: ANDES50% HORNB40% EPIDO 5% OPACO 3% LEUCX ZIRCA  
MUSCO APATI  
02-2MW-0117 (16 20 44 S 49 44 49 W UTM:22 N:8192400 E:633850)  
GNAISSE ALTERADO(QZ,F,BI),FILONITO N30W60NE.C/INTERCALACAO  
DE GRANADA ANFIBOLITO - ZONA DE FALHA: VER 2MW229  
ROCHA: 117-  
ROCHA: 117B-  
02-2MW-0118 (16 20 35 S 49 44 24 W UTM:22 N:8192700 E:634600)  
GRANADA GNAISSE (LEPTINITO) E GRANUL.MAFICO ANFIBOLITIZADO  
FACIES DE BIOTITA GNAISSES MILONITICOS  
ROCHA: 118A-  
ROCHA: 118B-  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ARACU-ITAUCU VIA ESCOLA TECNICA  
02-2MW-0119 (16 21 09 S 49 41 23 W UTM:22 N:8191600 E:639950)  
EDIDOTO-ANFIBOLITO (META-ANDESITO?) E METACHERT(GRAN.QZITO)  
(PODERIA SER GRANULITO RETROMETAMORFIZADO EM ZONA DE FALHA)  
02-2MW-0120 (16 18 53 S 49 42 36 W UTM:22 N:8195800 E:637800)  
ANFIBOLITO FINO HOMOGNEO (METABASALTO?); OCORRE JUNTO DE  
CORPO META-ULTRAM'AFICO->PODERIA SER FACIES RETROMETAMORFICO  
DE FACIES MAFICO INTRUSIVO EM ZONA TRANSCORRENCIA PROFUNDA?  
ROCHA: 120A-  
02-2MW-0121 (16 18 01 S 49 42 19 W UTM:22 N:8197400 E:638325)  
METACHERT(QZITO) E TREMOLITITO TALCIFICADO(GREENSTONE BELT?)  
SEQUENCIA ULTRAMAFICA-CHERT(GREENSTONE BELT?) SUPRACRUSTAL ?  
OU TECTONITOS EM ZONA DE FALHA INCORPORANDO FRAGMENTOS DE  
FACIES ULTRAM'AFICA INTRUSIVA?? O QUARTZITO OCORRE PLAQUEADO  
EM MORROS ALINHADOS C/FASE ULTRAMAFICA EM MASSAS IRREGULARES  
ROCHA: 121A-  
ROCHA: 121B-  
02-2MW-0122 (16 17 37 S 49 42 47 W UTM:22 N:8198150 E:637500)  
ANFIBOLITO ALTERADO FINO A MEDIO (SUBVULCANICO?)  
ROCHA: 122A-  
02-2MW-0123 (16 17 19 S 49 43 09 W UTM:22 N:8198700 E:636850)  
ANFIBOLITO MEDIO(SUBVULC?) E GNAISSE BANDADO ESTROMATICO C/  
DOBRAS TRANSPOSTAS DE EIXO(20N40W).BANDAS 5-20CM.QZ,PL,BI,G

ROCHA: 123A-GRANADA-BIOTITA GNAISSE (GRANADA PRE-TECTONIC  
 minerais: PLAGI50% QZ30% BIOTI14% MUSCO 2% EPIDO 1% GRANA 1%  
 OPACO 1%)

ROCHA: 123B-ANFIBOLITO INEQUIGRANULAR  
 minerais: PLAGI55% ANFIB30% BIOTI 6% EPIDO 4% QZ 3% OPACO 2%

02-2MW-0124 (16 15 12 S 49 42 15 W UTM:22 N:8202570 E:638450)  
 MUSC-QZ XISTO FELDSPATICO C/MANCHAS PRETAS (MN/GRAFITE?) -  
 TUFOS ACIDOS? FILONITO DE LEPTINITO?(MAIS PROVAVEL)  
 XISTOSIDADE N10W SUBV.E - PROXIMO OCORRE SILLIM. LEPTINITO

ROCHA: 124-  
 02-2MW-0125 (16 14 31 S 49 41 52 W UTM:22 N:8203850 E:639150)  
 GNAISSE ESTROMATICO C/ DOBRAS(SA.=N10WSV.W). BI,HO,QZ,FELDSP

ROCHA: 125-  
 02-2MW-0126 (16 14 27 S 49 40 34 W UTM:22 N:8203940 E:641450)  
 HORNBL. GNAISSE MEDIO. QZ AZULADO,PL,BI,HO.OCORRE EM BLOCOS

ROCHA: 126-  
 02-2MW-0127 (16 14 20 S 49 39 41 W UTM:22 N:8204150 E:643050)  
 GRANADA LEPTINITO CATACLASTICO;SILLIMANITA FIBROSA MUSCOVIT.

ROCHA: 127A-  
 02-2MW-0128 (16 13 46 S 49 37 59 W UTM:22 N:8205180 E:646050)  
 HORNBLENDA BIOTITA GNAISSE TONALITICO=125; NS60W A N10W60SW.

ROCHA: 128A-  
 02-2MW-0129 (16 13 29 S 49 37 01 W UTM:22 N:8205700 E:647800)  
 GRAN.GNAISSE(MUSC,KF,BI);BOULDERS DE LEPTINITO DE GRAO MEDIO

ROCHA: 129A-  
 02-2MW-0130 (16 12 57 S 49 36 51 W UTM:22 N:8206680 E:648100)  
 GRANULITO BASICO MEDIO,MACICO;GRANDES BOULDERS:PL,CPX,HO,OPX

ROCHA: 130A-  
 PERCURSO OU LOCAL: RODOVIA INHUMAS-GOIANIA

02-2MW-0131 (16 38 12 S 49 29 23 W UTM:22 N:8160000 E:661100)  
 REGOLITO DE GNAISSE GRANITOIDE,GRAO MEDIO.QZ,F,G,BI.

ROCHA: 131G-  
 02-2MW-0132 (16 31 45 S 49 26 00 W UTM:22 N:8171850 E:667200)  
 METAULTRAMAFICAS(PIROXENITOS?) CLO-TREMOL ACTNOLITITO.

ROCHA: 132-  
 PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA GOIANIA-ANAPOLIS

02-2MW-0133 (16 35 48 S 49 11 46 W UTM:22 N:8164150 E:692400)  
 GRAN.GRANULITO MAFICO C/ PIRITA,MEDIO,BANDADO,ANFIBOLITIZADO  
 PX->HO,CPX,PL,G,SULFETO,(QZ),EPI. N75W40SW.

ROCHA: 133-  
 02-2MW-0134 (16 34 58 S 49 11 13 W UTM:22 N:8165700 E:693400)  
 G-SILL GNAISSE C/ BOUDINAGEM DE ANFIBOLITO(GRANULITO MAFICO)

ROCHA: 134-  
 ROCHA: 134B-  
 02-2MW-0135 (16 34 16 S 49 09 28 W UTM:22 N:8166950 E:696500)  
 G-BI GNAISSE C/ BANDAS IRREGULARES E DOBRAS(SA.=+N50W40SW

ROCHA: 135-GRANADA LEPTINITO  
 minerais: PERTI35% QZ30% ANDES25% GRANA 5% BIOTI 2%

02-2MW-0136 (16 31 57 S 49 08 51 W UTM:22 N:8171200 E:697650)  
 SILL?GRANADA QZ GNAISSE PLAQUEADO (CATACLASTICO?)- N10E35NW

ROCHA: 136-  
 02-2MW-0137 (16 28 45 S 49 05 14 W UTM:22 N:8177080 E:704208)  
 G-BI GNAISSE CINZA,BANDAS LENTICULADAS E GRANULITOS ACIDOS.

ROCHA: 137-  
 02-2MW-0138 (16 26 58 S 49 02 35 W UTM:22 N:8180330 E:708941)  
 BI-G GNAISSE GRANITOIDE MEDIO A GROSS. GRANADA ATE 0.7 CM.

ROCHA: 138-GRANADA GNAISSE BIOTITIZADO (GRANULITO GRANOD  
 minerais: KF35% QZ25% ANDES25% BIOTI 5% GRANA 2% ZIRCA 1%  
 OPACO LEUCX

02-2MW-0139 (16 27 04 S 49 01 58 W UTM:22 N:8180140 E:710037)  
 G-BI GNAISSE C/ BANDAMENTO INCONSPICUO. FOLIACAO=N10W75SW.

ROCHA: 139-  
 PERCURSO OU LOCAL: GOIANIA-TRINDADE -> ANICUNS

02-2MW-0140 (16 38 41 S 49 25 33 W UTM:22 N:8159050 E:667900)

G-BI GNAISSE ALTERADO (GRAN.DE ATE 3-5MM).  
ROCHA: 140-  
02-2MW-0141 (16 37 28 S 49 34 16 W UTM:22 N:8161400 E:652300)  
GRANULITO MAFICO?URALITIZADO->ANFIBOLITO EM BLOCOS NO RIACHO  
ROCHA: 141-  
02-2MW-0142 (16 37 05 S 49 36 18 W UTM:22 N:8162150 E:648700)  
GNAISSE ALTERADO - QZ,F,BI,MU. BANDAS CMETRICAS. N40W30NE.  
ROCHA: 142-  
02-2MW-0143 (16 36 05 S 49 37 55 W UTM:22 N:8164000 E:645850)  
G XISTO FELDSPATICO A GNAISSE FINO GRANATIFIERO- TEXTURA  
BLASTO PORFIRITICA? - METADACITO? MU FORMADA TARDIAMENTE A  
PARTIR DO F. BI A PARTIR DE G. XISTOSIDADE = N70E;20NW.  
ROCHA: 143-GRANADA BIOTITA XISTO PLAGIOCLASICO  
minerais: PLAGI35% QZ30% BIOTI15% GRANA10% ZOISI 1% OPACO  
APATI RUTIL  
02-2MW-0144 (16 34 15 S 49 43 40 W UTM:22 N:8167450 E:635650)  
M-ANORTOSITO ANFIBOLITIZADO;ASPECTO PELE DE ONCA;MANCHAS  
DE ANFIBOLIO C/ ATE 7CM. BASTANTE HOMOGENEA. HO ESTIRADA COM  
LIN.=EW A N60W. FOLIACAO=N70E10NW. QZ,F,MU,OPX=HO + G.  
ROCHA: 144-META-ANORTOSITO  
minerais: ANDES45% HORNB40% EPIDO 6% MARGA 4% ILMEN 2% RUTIL  
CARBO  
02-2MW-0145 (16 33 49 S 49 45 17 W UTM:22 N:8168250 E:632800)  
METANORTOSITO. HO,QZ,F SACAROIDE,CATACLASTICO. N70W;30NE.  
ROCHA: 145-  
02-2MW-0146 (16 33 45 S 49 45 40 W UTM:22 N:8168400 E:632100)  
BLOCOS DE ANORTOSITO C/ HO,QZ,F,G.  
ROCHA: 146-  
02-2MW-0147 (16 31 23 S 49 48 54 W UTM:22 N:8172800 E:626400)  
G-MU QZITO E G-MU-BI XISTO FELDSPATICO C/ N40W;55NE.  
ROCHA: 147-  
02-2MW-0148 (16 30 20 S 49 50 01 W UTM:22 N:8174750 E:624400)  
G-MU QZITO E G-MU-QZ XISTO DOBRADOS - N60W;60NE.  
ROCHA: 148-  
02-2MW-0149 (16 29 47 S 49 53 36 W UTM:22 N:8175810 E:618105)  
BLOCOS GRANDES DE CLORITA-ACTNOLITA XISTO (GREENSTONE).  
ROCHA: 149-TALCO-CLORITA-ACTNOLITA XISTO  
minerais: ACTIN70% CLORI25% TALCO 2%  
02-2MW-0150 (16 28 12 S 49 54 57 W UTM:22 N:8178750 E:615750)  
GNAISSE OU GRANITO FILONITIZADO E ALTERADO. N50W45SW.  
ROCHA: 150-FILONITO DE GRANITO OU GNAISSE  
02-2MW-0151 (16 27 47 S 49 55 34 W UTM:22 N:8179530 E:614621)  
G-BI-MU XISTO MILONITICO? CLIV. DE CRENULACAO N40E;30NE.  
ROCHA: 151A-GNAISSE FILONITIZADO  
minerais: GRANA BIOTI MUSCO  
02-2MW-0152 (16 27 50 S 49 56 24 W UTM:22 N:8179450 E:613136)  
BLOCOS DE GNAISSE FINO(QZ,F,BI,MU).CUBOS DE PIRITA.CATACLAS.  
ROCHA: 152A-GRANADA BIOTITA GNAISSE FINO C/PIRITA  
minerais: GRANA FELDS BIOTI MUSCO PIRIT QZ  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ANICUNS -> AM. BRASIL  
02-2MW-0153 (16 26 58 S 49 57 08 W UTM:22 N:8181050 E:611838)  
MU QZITO;BLOCO DE G,BI XISTO FELDSP. A MU-QZ XISTO; BLOCOS  
DE QZITO PURO(METACHERT?VEIO DE QZ RETRABALHADO?) BLOCO DE  
ROCHA GNAISSOIDE(QZ,F,BI,HO,G). ANTIGOS POCOS DE PROSPECCAO.  
ROCHA: 153-  
02-2MW-0154 (16 25 42 S 49 56 34 W UTM:22 N:8183400 E:612900)  
G-MU XISTO C/ NIVEIS DE QZITO.(METACHERT?) XIST. N10W;50SW.  
ROCHA: 154-  
02-2MW-0155 (16 24 33 S 49 57 08 W UTM:22 N:8185500 E:611900)  
MU-G? XISTO (N10W30SW) E ROCHA BASICA COM CAMADAS DE 3 A 5  
DE QZ(METACHERT?) - SOLOS VERMELHOS.  
ROCHA: 155-  
PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA ANICUNS -> AVELINOPOLIS-ARACU  
02-2MW-0156 (16 30 47 S 49 48 49 W UTM:22 N:8173900 E:626550)

G-BI-MU XISTO FELDSPATICO(CIA?).GRAN.MMETRICA,QZ,F(METVULC?)  
 CRISTAIS DE TURMALINA.AUGENS DE QZ CATAC. FOL.=N50W;25NE.  
 ROCHA: 156A-CLORITA-GRANADA-MUSCOVITA-BIOTITA-QZ XISTO FE  
 minerais: QZ30% BIOTI25% PLAGI20% ZOISI10% GRANA10% CLORI 5%  
 MUSCO TURMA OPACO RUTIL  
 02-2MW-0157 (16 28 48 S 49 45 54 W UTM:22 N:8177520 E:631834)  
 G-BI-MU GNAISSE ALTERADO - ARAXA' OU ?  
 ROCHA: 157-  
 02-2MW-0158 (16 27 27 S 49 45 13 W UTM:22 N:8180000 E:633065)  
 BLOCOS GRANDES DE BI-GNAISSE BANDADO COM FASES DE ANFIBOLITO  
 ROCHA: 158-  
 02-2MW-0159 (16 26 28 S 49 45 24 W UTM:22 N:8181820 E:632748)  
 BI-GNAISSE FINO A MEDIO CINZA HOMOGENEO. BANDAMENTO FRACO.  
 \*\*\* SEMELHANTE A GNAISSE JUSCELANDIA;PROXIMO A AVELINOPOLIS  
 LOCALMENTE ASSOCIA-SE B I F \*\*\*  
 ROCHA: 159-BIOTITA GNAISSE TONALITICO  
 minerais: OLIGO50% QZ20% BIOTI15% EPIDO 5% MUSCO 5%  
 02-2MW-0160 (16 26 18 S 49 45 22 W UTM:22 N:8182150 E:632800)  
 G-BI GNAISSE FOLIADO(POUCO BANDADO)- GRAN.MMETRICA. LINEACAO  
 DE QZ ESTIRADO=20;N50W -FOLIACAO=N30W;25SW.  
 ROCHA: 160-  
 02-2MW-0161 (16 24 21 S 49 45 24 W UTM:22 N:8185720 E:632769)  
 BLOCOS DE ANFIBOLITO (HO,PL) E ACTNOLITITO DE GRAO MEDIO.  
 02-2MW-0162 (16 23 42 S 49 43 36 W UTM:22 N:8186890 E:635982)  
 GRANITOIDE QZ-MONZONITICO, HO SUBEUDRICA. GRAN. RETROMET.OU  
 TRANSICAO ANFIBOLITO-GRANULITO. QZ,PL,HO,BI,OPX? GRAO MEDIO.  
 XENOLITOS? DE ROCHA PORFIRITICA ESTIRADOS C/ SULFETOS.  
 ROCHA: 162A-ANFIBOLITO  
 minerais: PLAGI35% HORNB30% QZ15% BIOTI10% MUSCO 5% EPIDO 4%  
 OPACO 1%  
 ROCHA: 162B-ANFIBOLITO RETROMETAMORFISADO (GRANULITO?)  
 minerais: SAUSS38% HORNB25% MUSCO10% QZ10% EPIDO 8% BIOTI 5%  
 ZOISI 2% OPACO 2%  
 02-2MW-0163 (16 22 59 S 49 42 35 W UTM:22 N:8188250 E:637800)  
 G-BI GNAISSE MUSCOVITIZADO - FILONITICO(N10E;50NW) BLOCOS DE  
 MUSCOVITA QUARTZITO FILONITIZADO.  
 02-2MW-0164 (16 22 31 S 49 42 11 W UTM:22 N:8189060 E:638518)  
 GNAISSE C/ BI E G, BANDADO EM PARTE C/ FASES + FELSICAS.  
 PERCURSO OU LOCAL: RODOVIA ARACU-INHUMAS - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU  
 02-2MW-0165 (16 22 05 S 49 40 07 W UTM:22 N:8189830 E:642205)  
 GNAISSE FINO/MEDIO HOMOGENEO EM BOULDERS C/ BI DISPERSA E  
 CONCENTRADA EM LENTES ALONGADAS.(HO=BI,EPI,QZ,PL).  
 02-2MW-0166 (16 23 33 S 49 38 22 W UTM:22 N:8187100 E:645308)  
 HO-BI GNAISSE MEDIO - ANFIBOLITO. SOLOS CLAROS.  
 02-2MW-0167 (16 24 33 S 49 36 43 W UTM:22 N:8185300 E:648200)  
 GNAISSE QZ DIORITICO - OPX?,BI,PL,Q,PX?,G. GABRO-DIORITICO?  
 02-2MW-0168 (16 24 21 S 49 36 18 W UTM:22 N:8185600 E:648982)  
 GRANULITO BASICO GROSSEIRO ANFIBOLITIZADO (BI,G) E SAUSSURIT  
 02-2MW-0169 (16 24 21 S 49 35 27 W UTM:22 N:8185590 E:650497)  
 GRANULITO BASICO MEDIO;MUITO PL,(OPX?),BI,CPX,G,QZ;N70W45SW  
 02-2MW-0170 (16 24 28 S 49 34 06 W UTM:22 N:8185360 E:652901)  
 GRANITO DENTE DE CAVALO C/ PORFIROS CM DE ORTOCLASIO  
 ROCHA: 170A-BIOTITA GRANITO FACOIDAL CATACLASTICO  
 minerais: OR35% QZ30% OLIGO25% BIOTI 7% APATI  
 ROCHA: 170B-HIPERSTENIO-DIOPSIDIO QUARTZITO (CHARNOQUITO?)  
 minerais: QZ80% OPX10% LABRA 5% HORNB 4% HIPER 3% OPACO  
 02-2MW-0171 (16 24 48 S 49 33 09 W UTM:22 N:8184730 E:654590)  
 GRANULITO BASICO,GRAO MEDIO BIOTITIZADO EM PARTE.  
 02-2MW-0172 (16 25 17 S 49 31 55 W UTM:22 N:8183820 E:656782)  
 GRANITOIDE MEDIO C/ FELDSP. SUBEUDRICOS - QZ,PL,BI,G.  
 02-2MW-0173 (16 24 35 S 49 30 13 W UTM:22 N:8185090 E:659818)  
 GRANULITO MAFICO E HO GNAISSE C/ FASES ANATEXICAS E PEGMAT.  
 INTRUSIVAS EM FALHAS. FOLIACAO=N80W;23SW.  
 PSEUDO TAQUILITOS (ANFIBOLICOS) SUBHORIZONTAIS PARALELOS

A FOLIACAO. PLANOS COM MILONITOS E HIALOMILONITOS INDICAM ZONA DE FALHA DE EMPURRAO SW => NE??

ROCHA: 173A-HIPERSTENIO-DIOPSIDIO GRANULITO NORITICO  
 minerais: LABRA65% DIOPS20% HIPER10% HORNB 3% OPACO 2%

02-2MW-0174 (16 24 25 S 49 29 36 W UTM:22 N:8185400 E:660927)  
 GRANULITO BASICO GRAO MEDIO (F, CPX, OPX, HO, BI).

PERCURSO OU LOCAL:NOVA VENEZA->RODRIGUES DO NASCIMENTO- COMP.ANAPOLIS-ITAUCU

02-2MW-0175 (16 20 30 S 49 17 00 W UTM:22 N:8192460 E:683379)  
 GRANULITO BASICO(QZ-DIORITICO?)BANDADO/BOULDERS.PL, CPX, HO, QZ

02-2MW-0176 (16 19 38 S 49 13 58 W UTM:22 N:8194020 E:688784)  
 ULTRAMAFICA(PERIDOTITO-PIROXENITO) C/ FOLIACAO LOCALIZADA.  
 GRAO MEDIO E C/ SULFETOS(PIRITA/PIRROTITA). N50W35-45SW.

ROCHA: 176-OLIVINA WEBSTERITO METAMORFISADO COM URALITIZ  
 minerais: CPX50% OPX35% OLIVI10% HORNB 4% OPACO CARBO

02-2MW-0177 (16 18 49 S 49 12 36 W UTM:22 N:8195510 E:691224)  
 FASES GRANITICAS HOLOLEUCOCRATICAS INJETADAS EM ROCHAS MAF.  
 E ULTRAMAFICAS BIOTITIZADAS E ALTERADAS.

02-2MW-0178 (16 18 46 S 49 10 32 W UTM:22 N:8195570 E:694899)  
 BOUDINS DE ANFIBOLITO(GRANULITO ANFIBOLITIZADO) DENTRO DE  
 ROCHA ACIDA ALTERADA (G-CORD? GNAISSE).

02-2MW-0179 (16 18 30 S 49 09 41 W UTM:22 N:8196050 E:696414)  
 ROCHA MACICA QZ E MU(GREISEN?);LEPTINITO MUSCOVITIZADO EM  
 CORTE DE ESTRADA APRESENTA TALCITO TABULAR ESPESS. +-60 CM  
 LEMBRA DIQUE KOMATIITICO - REACAO BORDA COM CLINOLORITITO  
 BOUDINS DE ROCHA M'AFICA ANFIBOLITIZADA DECIMETRICOS A METR.  
 PEQUENA FALHA N50W50NE SLICKENSIDES 30S40E

ROCHA: 179B-EPIDOTO ANFIBOLITO (SEM PLAGIOCLASIO)  
 minerais: HORNB60% EPID025% QZ 8% LEUCX 2% OPACO 2% PLAGI

02-2MW-0180 (16 17 57 S 49 05 55 W UTM:22 N:8197020 E:703119)  
 GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO E APRESENTANDO GRANADA.

PERCURSO OU LOCAL:OURO VERDE->TRES RANCHOS->BELEM/BRASILIA

02-2MW-0181 (16 10 31 S 49 10 31 W UTM:22 N:8210750 E:695050)  
 G GNAISSE C/ PORCOES MAFICAS E FELSICAS. BANDAS=N70W;20-30SW

02-2MW-0182 (16 08 57 S 49 09 58 W UTM:22 N:8213680 E:696022)  
 BLOCO DE 1M DE GRANULITO MAFICO MEDIO. CPX=HO, PL.

02-2MW-0183 (16 08 51 S 49 09 34 W UTM:22 N:8213860 E:696734)  
 G GNAISSE, GRAO MEDIO, GRANADA ATE 3 CM (GRANULITOS ACIDOS).

02-2MW-0184 (16 07 58 S 49 08 40 W UTM:22 N:8215480 E:698345)  
 GRANULITO MAFICO COM PORCOES MAIS FINAS RICAS EM SULFETOS E  
 PORCOES MAIS GROSSEIRAS C/ G + BI (MOBILIZACOES GRANITICAS).

ROCHA: 184-ENDERBITO  
 minerais: PLAGI40% QZ20% PERTI20% HIPER10% CPX 5% OPACO 3%

ZIRCA APATI BIOTI

02-2MW-0185 (16 07 23 S 49 10 15 W UTM:22 N:8216570 E:695536)  
 G GNAISSE GROSSEIRO E AFLORAMENTOS DE FILONITO ALTERADO  
 DESTA GNAISSE.(AUGENS PORFIROCLASTOS).FOLIACAO MIL.N75W;28SW

02-2MW-0186 (16 06 37 S 49 10 25 W UTM:22 N:8217990 E:695249)  
 G-SILLIM LEPTINITO QZITO? FELDSPATICO C/ TEXTURA MILONITICA

ROCHA: 186-GRANADA LEPTINITO MILONITICO  
 minerais: QZ45% ANDES30% KF20% GRANA 5% OPACO

02-2MW-0187 (16 05 42 S 49 09 51 W UTM:22 N:8219670 E:696267)  
 GRANADA LEPTINITO ALTERADO COM FOLIACAO = N40W;50SW.

NA PONTE FOLIACAO MILONITICA N75E70SE

02-2MW-0188 (16 03 09 S 49 07 43 W UTM:22 N:8224350 E:700091)  
 CLO-BI XISTO (FILONITO?) CRENUCLADO.FOL: N30W20-35SW.

ROCHA: 188-MUSCOVITA BIOTITA XISTO C/ CLOTITA E EPIDOTO-  
 minerais: QZ40% AB10% EPID010% CLORI10% MUSCO 5% BIOTI 5%

OPACO 2%

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA PIRENOPOLIS -> BELEM/BRASILIA (PETROLINA)

02-2MW-0189 (15 51 15 N 48 58 05 W UTM:22 N:8246100 E:717600)  
 MICAXISTO FELDSPATICO CRENUCLADO - G-BI-MU XISTO FELDSPATICO.  
 XIST=S2:N65W40NE;KINK(CRENUL)=S3:N20W50NE;LIN.INTER:.30N60W  
 LOCAL:TREVO

02-2MW-0190 (15 54 18 S 49 02 04 W UTM:22 N:8240540 E:710447)



MU QZ XISTO; RESTOS DE FELDSPATO (FILONITO EMBASAMENTO?).  
XISTOSIDADE LINEAR ESTIRAMENTO N80W

02-2MW-0191 (15 55 04 S 49 03 02 W UTM:22 N:8239140 E:708709)  
G-BI-MU XISTO CRENULADO. XISTOSIDADE TENDE N60W45SW.  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ALEXANIA-ANAPOLIS

02-2MW-0192 (15 56 25 S 49 03 56 W UTM:22 N:8236670 E:707083)  
GRANADA (CLORITIZADA)-BI-MU XISTO. MULLIONS DE QZ 10; N60W.  
RIO GALINHAS

02-2MW-0193 (16 16 11 N 48 46 16 W UTM:22 N:8199900 E:738150)  
BI-GNAISSE CATACLASTICO- CLO + EPI RETROMET. VEIOS DE QZ/F  
MOBILIZADOS E EM PARTE COGENETICOS SAUSSUR + MILONITIZACAO  
CONTATO C/ULTRAMAF (TC-XISTO) METASSOMATIZADA (BIOTITITO)  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA GOIAS VELHO-ITAPURANGA

02-2MW-0194 (15 42 37 N 50 00 18 W UTM:22 N:8262850 E:606550)  
MICROGABRO E DIABASIO PORFIRITICO EM EMB. GRANITO-GNAISSICO.  
BEM PRESERVADO MAS COM SAUSSURITA - PRE CAMBIRANO??

02-2MW-0195 (15 39 57 S 49 59 36 W UTM:22 N:8267750 E:607847)  
ANFIBOLITO E DIQUES/SILLS METAULTRAMAFICOS CORTADOS POR PEGM  
RESULTANDO BI VERMICULITIZADA EM BOLSOES E SCHLIEREN DENTRO  
DE GRANITO-GNAISSES (+-MIGMATITO HETEROGENEO)

02-2MW-0196 (15 38 58 S 49 59 33 W UTM:22 N:8269570 E:607943)  
CONTATO DE EMBASAMENTO CATACLASTICO A FILONITICO COM QZITO  
PLAQUEADO IGUAL AO DA SA. ALTAMIRO (ARAXA?) - N60-70W20NE.  
EMPURRAO DE NNW => SSE

02-2MW-0197 (15 38 32 S 49 59 33 W UTM:22 N:8270370 E:607946)  
GRANITO FILONITIZADO PORFIROCLASTICO DE 2-10MM DE DIAM.

02-2MW-0198 (15 34 21 S 49 57 15 W UTM:22 N:8278050 E:612075)  
GRANODIORITO GNAISSIFICADO; XENOLITOS DE BIOTITITO ESTIRADOS  
GRAO MEDIO; DUAS FOLIACOES POUCO DISINTAS (QZ, F, EPI, BI, HO).  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ITABERAI-GOIAS VELHO NO RIO URU

02-2MW-0199 (16 00 15 S 49 59 55 W UTM:22 N:8230350 E:607200)  
GNAISSE GRANITICO CATACLASTICO (QZ, F, MU, CLO, BI); CINZA ESVERD.  
MUSCOVITIZADO (PALHETAS ATE CM); AUGENS F; VEIOS PTIGMAT DE QZ  
FORTE TRANSPOSICAO - EMBASAMENTO ARQUEANO PROVAVELMENTE  
PERCURSO OU LOCAL: ARACU -> MORRO STA RITA -> FZ. PAULISTAS (AGUA CLARA)

02-2MW-0200 (16 20 21 S 49 42 14 W UTM:22 N:8193100 E:638450)  
GNAISSE C/BANDAS MAL DEFINIDAS; GRANULACAO MEDIA; LENTES /  
BOUDINS DECIMETRICOS DE ANFIBOLITOS E SCHLIERENS BIOTITITO  
FELDSPATIZACAO VARIAVEL; FOLIACAO N70E35NW  
ROCHA: 200A-GRANADA BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO  
minerais: ANDES55% QZ20% BIOTI12% MUSCO 5% GRANA 3% EPIDO 2%  
OPACO ZIRCA  
ROCHA: 200B-GRANADA EPIDOTO ANFIBOLITICO (ROCHA CALCISIL  
minerais: HORNB35% EPIDO25% LABRA20% QZ 8% OPACO 8% CARBO  
APATI

02-2MW-0201 (16 20 30 S 49 42 07 W UTM:22 N:8192800 E:638650)  
G-ANFIBOLITO C/ VARIACOES P/ CALCISILICATICA E P/ METACHERT  
ESTRUTURAS S-C COM PLANO C: N80E30NW VERG => SE  
SUPRACRUSTAIS DO GREENSTONE ANICUNS-ITABERAI ?  
ROCHA: 201C-ROCHA CALCISILICATADA (METACHERT)  
minerais: PLAGI50% HORNB25% GRANA10% QZ10% EPIDO 2% OPACO  
ILMEN LEUCX RUTIL

02-2MW-0202 (16 20 10 S 49 42 44 W UTM:22 N:8193450 E:637550)  
HO-BI-GNAISSE C/ PORFIROBLASTOS DE F ESPARSOS; BANDAMENTO CM  
BANDAS CENTIMETRICAS A METRICAS DE ANFIBOLITOS FINOS COM  
N50-55W30-60NE

02-2MW-0203 (16 19 36 S 49 43 30 W UTM:22 N:8194500 E:636200)  
HO-BI-GNAISSE MEDIO TENDE A HOMOGENEO; OCORRE EM BOULDERS

02-2MW-0204 (16 19 42 S 49 43 45 W UTM:22 N:8194300 E:635750)  
GNAISSE MILONITIZADO PORFIROCLASTICO (KF ATE 2CM) ESTIRADOS  
SEGUNDO MERGULHO NA FOLIACAO N20E30SE

02-2MW-0205 (16 18 47 S 49 43 33 W UTM:22 N:8196000 E:636100)  
HO-BI-GNAISSE MIGMATITICO; BOUDINS (XENOLITOS?) MAFICOS  
FOLIACAO IRREGULAR EM N70W C/ PLANOS AXIAIS /FRACO NE

TRANSCORRENCIA LEVOGIRA ? SUPERPOSTA POR TRANSPURRAO E=>W ?  
DOBRAS EM BAINHA DEFORMADAS E ROMPIDAS

02-2MW-0206 (16 18 21 S 49 43 27 W UTM:22 N:8196800 E:636300)  
TALCO XISTO(META ULTRAMAFICA) E QZITO COM BANDAS TALVEZ DE  
ORIGEM TECTONICA - ASSOC. ACTINOL XISTO, PERIDOTITO XISTIF  
ROCHA: 206A-METAPERIDOTITO?  
minerais: TREMO50% BRUCI20% ESPIN10% LPCRO 8% OPACO  
ROCHA: 206D-METAPERIDOTITO - ANFIBOLIO XISTO  
minerais: HORNB60% OLIVI25% OPACO 8% ESPIN 7% CCLOR 5%

02-2MW-0207 (16 18 11 S 49 43 19 W UTM:22 N:8197100 E:636550)  
ANFIBOLITO FINO(MILONITO?) E ORTOPIROXENITO GROSSEIRO  
COM BANDAS DE ANTOFILITA CROSS FIBER  
ROCHA: 207-ORTOPIROXENITO GROSSEIRO  
minerais: ENSTA90% CARBO 5% TALCO 3% OPACO

02-2MW-0208 (16 17 47 S 49 43 42 W UTM:22 N:8197850 E:635850)  
GNAISSE ROSEO COM POUCA MICA;(Q,F,BI,G)=>VULC.ACIDA?  
BI-HO-ANFIBOLITO ASSOCIADO C/ PEQ. FENOCRISTAIS (1-3mm)  
OU FENOCLASTOS EM GNAISSE BLASTOMILON'ITICO?

02-2MW-0209 (16 17 22 S 49 43 51 W UTM:22 N:8198600 E:635600)  
GNAISSE Q,F,BI,MU FINO CATACLAST.;BI-HO-GNAISSE C/FENBLASTOS  
FOLIACAO N50W30SW VARIADA

02-2MW-0210 (16 17 03 S 49 43 49 W UTM:22 N:8199200 E:635650)  
BI-HO-GNAISSE MESOCRATICO, GREANODIORITICO C/ FASES FELSICAS  
ROCHA: 210A-BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO  
minerais: ANDES45% QZ15% BIOTI 5% EPIDO 5% MUSCO 2% OPACO  
APATI

02-2MW-0211 (16 16 03 S 49 43 56 W UTM:22 N:8201050 E:635450)  
MILONITO AUGEN-GNAISSE C/ PORFIROCLASTOS 2-3CM LIN N55W  
FOLIACAO N60W240NE LEVOGIRA ?/?

02-2MW-0212 (16 16 41 S 49 44 52 W UTM:22 N:8199875 E:633800)  
GNAISSE MEDIO, HOMOGENEO C/ OPX ( GRANULITO QZ DIORITICO)  
RETROMETAMORFIZADO PARA HORNBLENDA BIOTITA GNAISSE E FASES  
DE GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO - FOLIACAO N10W30NE  
ROCHA: 212A-GRANULITO MAFICO RETROMETAMORFISADO  
minerais: ANDES45% HORNB30% QZ 5% EPIDO 3% APATI  
ROCHA: 212B-GRANULITO MAFICO  
minerais: ANDES70% HIPER 8% DIOPS 5% QZ 5% BIOTI 2% OPACO 2%  
APATI

02-2MW-0213 (16 16 26 S 49 45 56 W UTM:22 N:8200350 E:631900)  
GRANULITO,MEDIO,CINZA;INTERMED.;RETROMETAMORFICO-> HORNBLEND

02-2MW-0214 (16 16 37 S 49 46 08 W UTM:22 N:8200025 E:631550)  
GNAISSE MILONITIZADO C/ FASES PGM E QZ-MUSCOVITICAS JUNTO A  
GRANULITO BASICO E HARZBURGITO SERPENTINIZADO COM VEIOS DE  
AMIANTO TALCIFICADO; BANDAS DE ESTRUTURA CUMULITICA COM  
FENOCRISTAIS DE ENSTATITA; NO RIACHO: FILONITO DE GANISSE C/  
N60W40NE; BLOCOS DE METAGABRO GRANULITIZADO

02-2MW-0215 (16 16 52 S 49 46 25 W UTM:22 N:8199550 E:631050)  
META HARZBURGITO N45E60SE C/FENOCLASTOS DE ENSTATITA 2-3CM;  
AGLOMERADOS EM ATE 15 CM (SERIAM BOUDINS DE ORTOPIROXENITO?)  
\*\*INTRUSAO DE AGUA CLARA \*\*

02-2MW-0216 (16 17 01 S 49 46 43 W UTM:22 N:8199300 E:630500)  
GRANULITO BAS.FINO BANDAS MILIMETRICAS;GRAOS LENTIC (FLASER)  
BLOCO DE LEPTINITO "APLITICO"C/PORFIROCLASTO REDONDO DE OR  
\*\*\* JUNTO CONTATO SUL COM INTRUSAO DE AGUAS CLARAS \*\*\*  
ROCHA: 216B-LEPTINITO COM GRANADA CATACLASTICO  
minerais: QZ50% KF40% GRANA 3% SERIC

02-2MW-0217 (16 17 12 S 49 46 48 W UTM:22 N:8198950 E:630350)  
GRANULITO BASICO FINO FOLIADO SEM BANDAS.ROLADO LEPTINITO

02-2MW-0218 (16 17 14 S 49 47 00 W UTM:22 N:8198900 E:630000)  
GRANULITO BASICO E METAPIROXENITO  
ROCHA: 218B-METAPIROXENITO (GRANULITO ULTRAMAFICO)  
minerais: HORNB60% OPX35% ESPIN 1%

02-2MW-0219 (16 17 22 S 49 47 17 W UTM:22 N:8198650 E:629500)  
GRANULITO MAFICO FINO; TENDE A FLASER (BLASTOMILONITOS?)

ROCHA: 219-GRANULITO MAFICO  
 minerais: ANDES70% OPX20% DIOPS 5% OPACO 3%

02-2MW-0220 (16 17 20 S 49 47 49 W UTM:22 N:8198700 E:628550)  
 NA CRISTA A SUL DA \*\*INTRUSAO AGUA CLARA\*\*:GRANULITO BASICO  
 MEDIO A FINO RETROMETAMORFIZADO P/ANFIBOLITO "TIGRADO";  
 ASSOCIACAO E VARIACAO DE FACIES P/GRANULITOS MAIS ACIDOS

02-2MW-0221 (16 17 11 S 49 47 57 W UTM:22 N:8199000 E:628300)  
 GRANULITO BASICO MEDIO C/FAIXAS/LENTEIS CM DE TRANSPOSICAO DE  
 PIROXENITO ANFIBOLITIZADO (MILONITICO) SUBHORIZONTAL;  
 PROVAVEL VERGENCIA PARA SUL

ROCHA: 221-GRANULITO MAFICO  
 minerais: ANDES60% OPX30% CPX 5% HORNB 2% OPACO 2%

02-2MW-0222 (16 16 56 S 49 47 56 W UTM:22 N:8199450 E:628350)  
 LEPTINITO CATACLASTICO NA CRISTA;NA ENCOSTA,GRANULITO BASICO  
 \*\*\* CONTATO SUL C/ INTRUSAO DE AGUAS CLARAS \*\*\*

ROCHA: 222-SILLIMANITA-GRANADA LEPTINITO  
 minerais: QZ50% FELDS40% GRANA 4% SILLI 3% ESPIN BIOTI  
 OPACO

02-2MW-0223 (16 16 33 S 49 46 53 W UTM:22 N:8200150 E:630200)  
 BLOCOS DE LEPTINITO NO LEITO DA ESTRADA EM PLENO DOMINIO DA  
 \*\*\* INTRUSAO DE AGUAS CLARAS \*\*\* ("ROOF PENDANT", FATIA  
 TECTONICA OU INTERCALACOES ENTRE SILLS/DIQUES ESPESSOS ?)

02-2MW-0224 (16 16 22 S 49 47 30 W UTM:22 N:8200500 E:629100)  
 BLOCOS DE LEPTINITO IN SITU, GRANULACAO FINA

02-2MW-0225 (16 16 09 S 49 47 32 W UTM:22 N:8200900 E:629050)  
 PERIDOTITO C/ OPX NO RIACHO ASSOCIADO C/LEUCOGABRO NORITICO  
 B: AMOSTRA DE GABRO-ANORTOSITO\*\* INTRUSAO DE AGUAS CLARAS \*\*

ROCHA: 225B-METANORITO (GRANULITO)  
 minerais: ANDES50% ENSTA45% HORNB 4% OPACO

02-2MW-0226 (16 16 17 S 49 46 57 W UTM:22 N:8200650 E:630100)  
 GABRO-NORITO A NORITO; ROLADO ACTINOLITITO

ROCHA: 226A-METANORITO  
 minerais: HIPER50% PLAGI30% DIOPS10% HORNB 5% OPACO

02-2MW-0227 (16 16 05 S 49 46 52 W UTM:22 N:8201000 E:630250)  
 META-GABROS C/ BANDAS DE CRISTALIZACAO IGNEA  
 PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ARACU-CAPELINHA

02-2MW-0228 (16 21 02 S 49 43 48 W UTM:22 N:8191850 E:635650)  
 HO-BI-GNAISSE EPIDOTIZADO E FACIES ANFIBOLITICAS(XENOLITOS?)

ROCHA: 228B-HORNBLENDA GNAISSE  
 minerais: ANDES40% HORNB40% QZ10% EPIDO 5% RUTIL BIOTI

02-2MW-0229 (16 20 30 S 49 44 39 W UTM:22 N:8192850 E:634150)  
 GRANULITOS RETROMETAMORFICOS P/ANFIBOLITOS ASSOCIADOS COM  
 SILLIMANITA GRANADA LEPTINITOS COM TRANSICOES PARA GNAISSES

ROCHA: 229C-SILLIMANITA-GRANADA LEPTINITO  
 minerais: ANDES35% QZ25% OR20% GRANA10% BIOTI 5% SILLI 3%  
 RUTIL 2%

ROCHA: 229D-GRANADA LEPTINITO  
 minerais: ANDES45% QZ40% BIOTI 5% GRANA 3% MUSCO 3% CLORI  
 RUTIL EPIDO

02-2MW-0230 (16 20 11 S 49 47 18 W UTM:22 N:8193450 E:629425)  
 METAGABRO?(ANFIBOLITO MACICO C/ GRANADA; VARIA P/FAC.+ACIDAS

ROCHA: 230B-GRANADA-BIOTITA ANFIBOLITO  
 minerais: ANDES45% HORNB25% GRANA 4% EPIDO 4% OPACO 2% APATI

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA CAPELINHA - FZ. PAULISTAS (INTRUSAO AGUA CLARA)

02-2MW-0231 (16 20 43 S 49 50 30 W UTM:22 N:8192500 E:623750)  
 RIACHO JUNTO CAPELINHA; GRANULITO MAFICO MEDIO A GROSSEIRO  
 BANDAS EW60N; ASSOCIADO A FASES GNAISSICAS 150M A NORTE

ROCHA: 231B-OPX-CPX GRANULITO MAFICO  
 minerais: ANDES45% OPX20% CPX15% QZ10% ACTIN 5% OPACO 2%

02-2MW-0232 (16 17 56 S 49 50 46 W UTM:22 N:8197650 E:623300)  
 SILL-G-LEPTINITO PARCIALMENTE ALTERADO;BLOCOS GRANDES

02-2MW-0233 (16 18 00 S 49 49 48 W UTM:22 N:8197500 E:625000)  
 MORRO C/SILLIMANITA GRANADA QUARTZITO FELDSPATICO(LEPTINITO)  
 GRAFITOSO (KHONDALITICO) - CIANITIZADO

ROCHA: 233A-KHONDALITO CIANITIZADO  
 minerais: GRANA35% QZ30% CIANI25% OPACO 5% RUTIL ZIRCA  
 ESPIN SILLI

ROCHA: 233B-SILLIMANITA-GRANADA KHONDALITO  
 minerais: QZ50% GRANA25% SILLI10% OPACO 8% ANDES 5% ESPIN  
 BIOTI

02-2MW-0234 (16 16 26 S 49 49 09 W UTM:22 N:8200375 E:626175)  
 ENDERBITO KF,PL,OPX,CPX,H0,BI MEDIO C/BANDAS FINAS ANFIBOLIT  
 ROCHA: 234-MESOPERTITA GRANULITO  
 minerais: PERTI60% OPX20% QZ 8% CPX 5% OPACO ANFIB  
 APATI

02-2MW-0235 (16 16 14 S 49 49 19 W UTM:22 N:8200750 E:625900)  
 METAPIROXENITO; ANFIBOLITIZACAO,MILONITOS E LEPTINITO  
 FASES XISTIFICADAS MILONITICAS COM N50-70W25-35NE  
 ROCHA: 235-ESPINELIO METAPIROXENITO  
 minerais: CPX35% HIPER30% HORNB20% ESPIN 7% OPACO 2%

02-2MW-0236 (16 16 03 S 49 49 20 W UTM:22 N:8201100 E:625850)  
 LEPTINITO MILONITIZADO N70W25NE

02-2MW-0237 (16 16 00 S 49 49 09 W UTM:22 N:8201200 E:626175)  
 CONTATO SOLO LEPTINITO-SOLO METAGABRO  
 ROCHA: 237-GRANULITO MAFICO SAUSSORITIZADO E URALITIZADO  
 minerais: DIOPS50% LABRA25% HIPER 8% HORNB 5%

02-2MW-0238 (16 15 56 S 49 48 50 W UTM:22 N:8201300 E:626750)  
 GRANULITO NORITICO. COR CINZA, MEDIO, COM BANDAMENTO DE FASE  
 DIAFTORETICA ->ANFIBOLITIZACAO/MIGMATIZACAO/CATACLASE  
 TALCO-XISTO (NIVEL ULTRAMAFICO C/ MAIS DE 5 METROS POSSANCA)  
 \*\*\* INTRUSAO DE AGUAS CLARAS; PORCAO CENTRO-SUDOESTE \*\*\*  
 ROCHA: 238-GRANULITO NORITICO OU NORITO GRANULITIZADO  
 minerais: LABRA60% OPX40% HORNB 3% URALI 3% BIOTI 2% ZOISI 1%  
 OPACO 1%

02-2MW-0239 (16 15 54 S 49 48 33 W UTM:22 N:8201350 E:627250)  
 LEPTINITO MILONITIZADO E BRECHADO - SIGMOIDES CENTIMETRICOS  
 DE QUARTZO E FELDSPATO INDICAM PROTOLITO GRANITO GROSSEIRO  
 OU PORFIROIDE IGUAL AO PONTO 2MW620  
 ROCHA: 239-LEPTINITO MILONITIZADO  
 minerais: MC50% QZ30% PLAGI10% GRANA 5% BIOTI APATI  
 EPIDO

02-2MW-0240 (16 15 48 S 49 48 16 W UTM:22 N:8201550 E:627750)  
 METAGABRO COM FRAGMENTOS DE MESMA COMPOSICAO(AUTO BRECHA?)  
 NORITO GRANULITIZADO  
 ROCHA: 240-NORITO GRANULITIZADO  
 minerais: CPX 5% HORNB BIOTI ACTIN EPIDO  
 ROCHA: 240B-NORITO GRANULITIZADO  
 minerais: LABRA55% HIPER40% CPX 5% ACTIN EPIDO BIOTI  
 HORNB

02-2MW-0241 (16 15 54 S 49 47 58 W UTM:22 N:8201350 E:628300)  
 ULTRAMAFICA COM CRISTAIS OPX TENSIONADOS, GRAO MED/GROSSO  
 PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA ANAPOLIS-ABADIANIA - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU

02-2MW-0242 (16 19 40 N 48 53 04 W UTM:22 N:8193600 E:726000)  
 TALCO-XISTO E BIOTITITO C/VEIOS PGM C/ MUSCOV. N40E60NW

02-2MW-0243 (16 18 55 N 48 51 17 W UTM:22 N:8194950 E:729200)  
 MUSC.QZ XISTO E QUARTZITO C/BANDAS/VEIOS DE QZ MILONITIZADO  
 DERIVADOS DE LEPTINITO Smilon:N50E15NW

02-2MW-0244 (16 17 43 N 48 48 08 W UTM:22 N:8197100 E:734800)  
 LEPTINITO (G->BI) POLIDEFORMADO  
 PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ITAUCU-ORDALIA - COMPLEXO ANAPOLIS/ITAUCU

02-2MW-0245 (16 11 34 S 49 37 59 W UTM:22 N:8209250 E:646100)  
 GRANULITO MAFICO-OPx-CPx-PLAG-GRANULACAO MEDIA-GROSSA  
 POUCO ORIENTADO COMO LENTE? M A DM EM ROCHA QZ-FELDSPATICA  
 ROCHA: 245-GRANULITO BASICO (META GABRO)  
 minerais: ANDES45% OPX25% HORNB15% CPX10% BIOTI 3% RUTIL  
 OPACO

02-2MW-0246 (16 12 20 S 49 40 10 W UTM:22 N:8207850 E:642200)  
 LEPTINITOS INTERCALADOS C/ GRANULITOS MAFICOS ANFIBOLITIZADO

SILL? DE METADIORITO? POS GRANULITO? TEXT BLASTOPORFIRITICA  
E FACIES ANFIBOLITO; SN//BANDAS QF E LENTES MAFICAS N30W50SW  
ZONA DE FALHA ?? APOFISE?DE INTRUSIVA \*\*NAO GRANULITIZADA\*\*  
ROCHA: 246-ANFIBOLITO (META-MICRODIORITO)  
minerais: ANDES30% BIOTI25% OLIGO20% EPIDO 7% ACTIN 5% APATI 2%  
QZ 2% OPACO 1%

02-2MW-0248 (16 12 53 S 49 40 48 W UTM:22 N:8206850 E:641050)  
BIOTITA HORNB GNAISSE HOMOGENEO GRANUL.MEDIA/GROSSA ATE FINA  
POR CATACLASE(BANDAS);LOCALMENTE CONCENTRACAO KF ANATEXICO  
SAUSSURITIZACAO;TEXTURA LENTICULADA/CATACLASTICA COMUM  
BRECHA C/ XENOLITOS ESTIRADOS PARALELOS E CORTADOS FOLIACAO  
RAROS XENOLITOS ANGULOSOS TODOS DE ANFIBOLITO FINO  
PARA LESTE: GNAISSE GRANODIORITICO TEXT BLASTOPORFIRITICA  
(KF 0,3 A 0,8 CM) SN N30W70SW  
ROCHA: 248B-GRANODIORITO GNAISSIFICADO  
minerais: PLAGI30% QZ20% MC20% AB15% BIOTI 5% EPIDO 4%  
MUSCO 2% OPACO TITAN APATI  
ROCHA: 248C-ANFIBOLITO : METAGABRO C/SIMPLECT.SAUSSURITA  
minerais: PLAGI45% OLIGO40% HORNB35% HORNB25% EPIDO15% BIOTI10%  
BIOTI 8% EPIDO 4% OPACO 2% OPACO 2%

02-2MW-0249 (16 12 09 S 49 41 38 W UTM:22 N:8208200 E:639600)  
BI GNAISSE CINZA COMPOSICAO GRANITICA/GRANODIORITICA  
FASES MIGMATITICAS LOCALIZADAS (EM GERAL HOMOGENEAS)  
LENTE ESPARSAS DE ANFIBOLITOS  
QZ KF PL BI GRANULACAO MEDIA; OCORRE EM BOULDERS Sn N50W70SW

02-2MW-0250 (16 11 59 S 49 41 28 W UTM:22 N:8208500 E:639900)  
GNAISSE QZ DIORITICO (QZ KF PL HO BI) GRANUL.MEDIA/GROSSA  
XENOLITO MAFICO (AMOSTRA 250B) FINO/MEDIO  
FACIES PORFIROIDE C/KF(1-1,5CM)EUDRICOS C/INCLUSOES DE BIOT  
INTRUSAO QZ DIORITICA - GRANODIORITICA DE CAMAQUA  
ROCHA: 250A-PIROXENIO QUARTZO DIORITO URALITIZADO E BIOTI  
minerais: OLIGO45% OLIGO45% QZ20% QZ20% BIOTI15% BIOTI15%  
HORNB10% HORNB10% EPIDO 4% EPIDO 4%  
ROCHA: 250B-HORNFELS METABASITICO  
minerais: PLAGI45% HORNB35% DIOPS10% EPIDO 8% APATI CARBO  
RUTIL OPACO

02-2MW-0251 (16 11 51 S 49 41 21 W UTM:22 N:8208750 E:640100)  
GRANULITOS ACIDOS/INTERMED.E BASICOS (RICOS EM PIRITA)  
TETO DA INTRUSAO?-FASES FELDSPATICAS POSSUEM APOFISES  
TRANSICAO DE FACIES?-SUPRACRUSTAIS?(FASES MCHERT E TUFOS)  
C/ SULFETOS NAS BASICAS; AS FASES ACIDAS APARENTAM TEXTURAS  
ISOTROPICA, MAS NAS SUPERFICIES INTEMPERIZADAS EVIDENCIAM-SE  
AS BANDAS SUBCENTIMETRICAS C/ DOBRAS(G BI QZ PL)  
ACIMA,A 50M =FASES MIGMATITICAS C/ LENTES(XENOLITOS?)MAFICOS  
G QZ F (MU)(CO3); MAIS ACIMA,QUASE NO TOPO =HO BI GNAISSE C/  
XENOLITOS E DOBRAS TRANSPOSTAS RECUMBENTES REDOBRADAS  
ROCHA: 251B-BIOTITA GRANADA LEPTINITO PLAGIOCLASICO  
minerais: PLAGI50% QZ20% BIOTI15% GRANA10% RUTIL ZIRCA

02-2MW-0252 (16 11 49 S 49 41 11 W UTM:22 N:8208800 E:640400)  
LEPTINITO FINO MUITO FELDSPATICO (G F QZ BI) LENTES CM DE BI  
NA FOLIACAO N30W70SW COM PORCOES GRANITOIDES(GRAN MEDIA)  
G QZ F LEPTINITO;ASSOC.C/ GRANULITO INTERMEDIARIO C/ OPX E G  
E COM INTRUSIVA C/XENOLITOS MIGMATIZADA  
ROCHA: 252A-GRANADA ANDESINA LEPTINITO  
minerais: ANDES50% QZ30% GRANA15% BIOTI 1% MUSCO ZOISI  
ZIRCA CLORI  
ROCHA: 252D-HORNB.L.GRANADA BIOTITA GNAISSE QZ-DIORITICO  
minerais: PLAGI60% PLAGI50% BIOTI20% QZ10% GRANA10% HORNB 7%  
QZ 5% GRANA 5% HORNB 3% EPIDO 3%

02-2MW-0253 (16 11 45 S 49 41 38 W UTM:22 N:8208950 E:639600)  
GNAISSE C/ XENOLITO BASICO METRICO INTERCEPTANDO FOLIACOES;  
GNAISSE C/ FACIES GRANULITO (TRANSICAO?); VEIO DE QUARTZO  
ROCHA: 253-OPX GRANADA BIOTITA GNAISSE(GRANULITO ACIDO R  
minerais: ANDES40% QZ25% BIOTI15% OR10% GRANA 3% OPX

ZIRCA CARBO HORNB APATI

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ORDALIA - FZ. MONJOLINHO

02-2MW-0254 (16 12 28 S 49 45 05 W UTM:22 N:8207650 E:633450)  
 GNAISSE "LIT PAR LIT" FINO COM BANDAS MAFICAS (ANFIBOLITICAS /BIOTITICAS) APRESENTANDO PADROES DE INTERFERENCIA ASSOC.COM HO BI GNAISSE C/XENOLITOS(?) DE ANFIBOLITO; TEND.SN:N50W45S

02-2MW-0255 (16 12 34 S 49 46 24 W UTM:22 N:8207500 E:631100)  
 HO BI GNAISSE GRANULACAO MEDIA/GROS(ASPECTO TIGRADO)  
 PLANOS CATACLASTICOS N30W FORTE SW FICANDO FINO MEDIO "LENTES"/ BOUDINS MAFICOS (XENOLITOS?) ESTIRADOS

02-2MW-0256 (16 13 01 S 49 46 48 W UTM:22 N:8206650 E:630400)  
 HO GNAISSE (BI) FASES AUGEN CATACLASTICAS-N80W/?

02-2MW-0257 (16 12 40 S 49 46 56 W UTM:22 N:8207300 E:630150)  
 META ANORTOSITO GRANULITIZADO?(257A)-HO GNAISSE(AMOSTRA257B)  
 FAZENDA MONJOLINHO  
 ROCHA: 257A-DIOPSIDIO META ANORTOSITO  
 minerais: LABRA45% DIOPS15% HORNB 7% EPIDO 5% TITAN 3% OPACO 2%  
 QZ

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA ITABERAI - AMERICANO BRASIL

02-2MW-0258 (16 05 59 S 49 53 18 W UTM:22 N:8219700 E:618900)  
 QZ SERICITA XISTO (CLORITA?) ALTERADO E BEM PLAQUEADO  
 XISTOSIDADE N20E45NW

02-2MW-0259 (16 06 38 S 49 53 42 W UTM:22 N:8218500 E:618200)  
 QUARTZITO E MUSC QUARTZITO Sn N80W SUBV  
 100 M P/SUL QZITO FERRUGINOSO (BIF) HEMATITA QZITO E MCHERT  
 ROLADO CLORITA ACTINOLITA XISTO - CONTATO ARAXA/GREENSTONE?  
 ROCHA: 259B-METACHERT  
 minerais: QZ90% OPACO 7% SERIC 3% EPIDO

02-2MW-0260 (16 06 48 S 49 53 43 W UTM:22 N:8218200 E:618150)  
 GRANITO GNAISSEFICADO BI(MU)QZ F; GRAO MEDIO A GROSSO  
 (ROLADO SERIC CLORITA QZ XISTO C/ MANCHAS DE ALTERACAO)  
 FOLIACAO DA BI (RETRO?)COM G ANINHADA SN N70W60S  
 CONTATO GRANITO GNAISSE C/ QZITO,MU QZ XISTO,FILITOS A SERIC  
 BI XISTOS +-COMPACTOS P/150M - BLOCO MCHERT(Fe,Mn?)  
 TALCO XISTO VERDE(CLRITA?) AGULHAS PSEUDOMORF. DE ACTINOLITA

02-2MW-0261 (16 06 30 S 49 53 33 W UTM:22 N:8218750 E:618450)  
 ACTINOLITA XISTO C/ MANCHAS AMARELAS-C03 ALTERADO  
 C/ QZITO(BIF)C/ CERCA 50M ESP.;A N:SERICITA FILITO CRENUADO  
 GREENSTONE BELT

02-2MW-0262 (16 07 37 S 49 53 21 W UTM:22 N:8216700 E:618800)  
 TALCO XISTO COM N20W50NW

02-2MW-0263 (16 09 53 S 49 56 14 W UTM:22 N:8212550 E:613650)  
 G BI MU XISTO ALTERADO E QZITO C/ MN ROLADO  
 BURACO (DOLINA?) JUNTO DA ESTRADA -

02-2MW-0264 (16 09 58 S 49 56 46 W UTM:22 N:8212400 E:612700)  
 MCHERT E MU QZITO C/ FINAS BANDAS- NO MORRO ROCHA MACICA  
 FINA APLITOIDE (METAVULCANICA ACIDA OU FARINHA DE ROCHA  
 COMPACTADA EM ZONA DE FALHA?) - ASSOC.MUSC XISTO COM  
 PROVAVEL METACHERT PIRITOSO  
 ROCHA: 264-META VULCANICA ACIDA  
 minerais: SERIC40% QZ40% BIOTI 5%

02-2MW-0265 (16 10 34 S 49 57 01 W UTM:22 N:8211300 E:612250)  
 (GRANADA)BI MU XISTO ALTERADO-NIVEIS SILICOSOS C/ FILMES DE  
 ALTERACAO FE/MN DA GRANADA? CAMADAS CM M-CHERT; SN:N10E45NW

PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA JUNTO E CORTANDO A SERRA DO GONGOME

02-2MW-0266 (16 11 27 S 49 56 53 W UTM:22 N:8209650 E:612480)  
 INTRUSAO DE GABRO DIORITO EM MU QUARTZITO C/ Mn;Sn:N70W60SW  
 ROCHA: 266-BIOTITA CUMMINGTONITA META GABRO  
 minerais: LABRA45% CUMMI35% QZ 7% EPIDO 3% BIOTI 3% SERIC 1%  
 OPACO

02-2MW-0267 (16 12 08 S 49 56 17 W UTM:22 N:8208400 E:613550)  
 QZITO E QZITO C/ MN E APOFISE? GRANITICA? COMPLETAM.ALTERADA  
 JUNTO OCORRE MORRO COM GOSAN/LATERITA: BIF SUBJACENTE??

02-2MW-0268 (16 12 07 S 49 55 12 W UTM:22 N:8208400 E:615450)



META-GABRO C/ GRANADA DE 2-5MM;POUCO ORIENTADO  
 \*\*\* INTRUSAO DA SERRA DE GONGOME \*\*\* FACIES DE BORDA  
 ROCHA: 268-MUSCOVITA ZOISITA GRANADA ANFIBOLITO (METAGAB  
 minerais: HORNB40% QZ15% ZOISI15% PLAGI10% GRANA10% MUSCO 5%  
 OPACO 3% APATI CLORI RUTIL  
 02-2MW-0269 (16 11 54 S 49 55 02 W UTM:22 N:8208800 E:615750)  
 GABRO CINZA GRANULACAO FINA/MEDIA; ESTRATIFICACAO IGNEA  
 \*\*\* INTRUSAO DA SERRA DE GONGOME \*\*\*  
 ROCHA: 269-GABRO NORITO PARCIALMENTE URALITIZADO  
 02-2MW-0270 (16 11 40 S 49 54 57 W UTM:22 N:8209250 E:615900)  
 GABRO CINZA C/ HO POIQUILITICA EM FENOCRISTAIS +-0.5CM  
 \*\*\* INTRUSAO DA SERRA DE GONGOME \*\*\*  
 ROCHA: 270-GABRO NORITO PARCIALMENTE URALITIZADO  
 minerais: LABRA45% HORNB30% OPX10% OPACO 6% CPX 5% BIOTI  
 02-2MW-0271 (16 11 22 S 49 54 54 W UTM:22 N:8209800 E:616000)  
 GABRO ANFIBOLITIZADO(HORNB E ACTINOLITA) COM GRANADA  
 ROCHA: 271-GRANADA EPIDOTO ANFIBOLITO CATACLASTICO  
 minerais: HORNB45% ZOISI30% QZ15% GRANA 5% MUSCO 3% RUTIL 2%  
 PLAGI DIOPS  
 02-2MW-0272 (16 11 12 S 49 54 33 W UTM:22 N:8210080 E:616620)  
 GABRO NORITICO? QZ HO(FENOCRISTAIS) CPX OPX PL MICA BRANCA  
 PROXIMO A GABRO ANFIBOLITIZADO DE ZONA DE FALHA: SN N60W30SW  
 ROCHA: 272-GRANADA EPIDOTO ANFIBOLITO (METAGABRO)  
 minerais: QZ20% ZOISI15% GRANA 4% OPACO 3% CLORI  
 PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA AMERICANO BRASIL - FZ. BARRO AMARELO  
 02-2MW-0273 (16 13 13 S 49 57 20 W UTM:22 N:8206400 E:611650)  
 TALCO CLORITA XISTO (AMOSTRA 273A) E NIVEL SILICOSO +- 2M DE  
 GRANADA CIANITA EPIDOTO QZ XISTO- GREENSTONE BELT  
 ROCHA: 273B-GRANADA CIANITA EPIDOTO QZ XISTO(RETROMETAMOR  
 minerais: QZ35% SERIC30% CLORI10% EPIDO10% CIANI 5% MUSCO 5%  
 GRANA 1% TURMA OPACO  
 02-2MW-0274 (16 12 51 S 49 57 07 W UTM:22 N:8207070 E:612040)  
 GNAISSE Q F BI(G);ALTER.GRANITO INTRUSIVO OU EMBASAMENTO ?  
 MILONITIZADO P/ BI MU XISTO; BLOCOS DE QZ ESCURO BRECHADO  
 NO TOPO DO MORRO BLOCOS DE QZ DE VEIO E ANFIBOLITO(MGABRO)  
 02-2MW-0275 (16 12 40 S 49 57 05 W UTM:22 N:8207408 E:612100)  
 ANFIBOLITO  
 02-2MW-0276 (16 13 08 S 49 57 29 W UTM:22 N:8206550 E:611400)  
 MORRO C/ BIF MUITO FERRUGINOSO; >6M DE ESPESSURA, MUITO  
 DOBRADO E TOTALM. ALTERADO(LIMONITA) ENCAIXADO EM ACTINOLITA  
 E TALCO XISTOS COM NIVEIS MCHERT LOCALM. >ALUMINOSOS  
 \*\* GREENSTONE BELT \*\*\*  
 02-2MW-0277 (16 13 12 S 49 57 41 W UTM:22 N:8206450 E:611050)  
 LATERITA PISOLITICA - CAPEAMENTO DE G.BELT?  
 PERCURSO OU LOCAL:AMERICANO BRASIL - ESTRADA JUNTO A SERRA DO GONGOME  
 02-2MW-0278 (16 11 52 S 49 57 47 W UTM:22 N:8208900 E:610870)  
 QZ MU XISTO C/ G - EMBASAM MILONITIZADO?? LIN EW (-> E?)  
 CONTATO ENCOBERTO COM XISTOS VERDES (QZ ACT CLOR EP?) QUE  
 APRESENTAM NIVEIS MILIM. QUARTZOSOS \*\*\*GREENSTONE BELT\*\*\*  
 02-2MW-0279 (16 12 05 S 49 57 36 W UTM:22 N:8208500 E:611200)  
 MU QZ XISTO A QZITO;G EPIDOTO B MU QZ XISTO; DOBRADOS SUAVEM  
 XISTOSID:SUBHORIZONTAL C/ ALGUNS PLANOS MERG. 45 P/ S E P/ E  
 ROCHA: 279-GRANADA EPIDOTO BIOTITA MUSCOVITA QUARTZITO  
 minerais: QZ75% EPIDO 7% CLORI 5% MUSCO 5% GRANA 4% BIOTI 1%  
 OPACO TURMA  
 02-2MW-0280 (16 11 55 S 49 57 09 W UTM:22 N:8208800 E:612000)  
 (TALCO)CLOR ACTIN XISTO;CAMADAS DE QZITOS CLORITICOS X:EW35N  
 02-2MW-0281 (16 11 56 S 49 56 37 W UTM:22 N:8208750 E:612950)  
 (BI?)MU XISTO A QZ XISTO E QZITO MUSCOVITICO;MERGULHO FRACO  
 02-2MW-0282 (16 12 40 S 49 55 56 W UTM:22 N:8207400 E:614160)  
 LATERITA=BLOCOS VESTIGIOS ESTRUT. BANDADAS E CAVIDADES(BIF?)  
 (CHAPAU FERRO);ASSOC.QZ XISTO MUSCOVITICO-METARIOLITO?  
 02-2MW-0283 (16 12 37 S 49 55 17 W UTM:22 N:8207500 E:615300)  
 GABRO CINZA MEDIO/FINO C/ BIOT AVERMELHADA E HORNB SOBRE CPX

02-2MW-0284 (16 12 50 S 49 55 16 W UTM:22 N:8207100 E:615350)  
CARAPACA FERRUGINOSA C/ SILICA NIVEL DE BIF?; ALINHADA C/282

02-2MW-0285 (16 13 06 S 49 57 02 W UTM:22 N:8206612 E:612200)  
LATERITA(ESTRADA)E GABRO FINO MEDIO C/ HORNBLENDA  
PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL P/ ORDALIA JUNTO A FZ. CONCEICAO

02-2MW-0286 (16 13 48 S 49 53 43 W UTM:22 N:8205300 E:618100)  
GABRO ANFIBOLITIZADO E ROLADO GNAISSE/CATACLITO  
ROCHA: 286-ANFIBOLITO (METAGABRO)  
minerais: HORNB65% ANDES33% EPIDO 5% OPACO 1%

02-2MW-0287 (16 13 51 S 49 53 29 W UTM:22 N:8205200 E:618500)  
GRANADA SILLIM LEPTINITO MACICO TEXT APLITICA A GRANITICA  
ROCHA: 287A-GRANADA LEPTINITO CATACLASTICO  
minerais: KFER55% QZ35% GRANA 5% BIOTI 1% MUSCO 1% CLORI  
ROCHA: 287B-GRANADA SILLIMANITA LEPTINITO CATACLASTICO  
minerais: MPERT55% QZ30% SILLI 7% GRANA 3% ZIRCA OPACO  
ESPIN

02-2MW-0288 (16 14 17 S 49 52 25 W UTM:22 N:8204400 E:620400)  
BLOCOS GRANADA LEPTINITO C/QZ FLASER-SOLO CLARO DESDE 287

02-2MW-0289 (16 14 28 S 49 52 30 W UTM:22 N:8204050 E:620250)  
G HO GNAISSE CATACL. E GRANADA EPIDOTO MUSCOVITA ANFIBOLITO  
LIN ESTIR MINERAL:N60W; XISTOS MILON:N60W 45SW  
ENCAIXANTES FALHADAS DA INTRUSAO FAZ. CONCEICAO  
ROCHA: 289-GRANADA MUSCOVITA EPIDOTO ANFIBOLITO  
minerais: ANDES40% HORNB25% QZ15% EPIDO10% GRANA 3% MUSCO 3%  
RUTIL 1% APATI

02-2MW-0290 (16 13 52 S 49 52 08 W UTM:22 N:8205150 E:620900)  
G LEPTINITO(CATACLASTICO) C/ PORCOES PEGMATITICAS  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA AMERICANO BRASIL - BOA VISTA

02-2MW-0291 (16 15 47 S 49 55 11 W UTM:22 N:8201650 E:615450)  
EPID.ANFIBOLITO MED/GROSSO->META-GABRO; TRANSICAO GRANULITO?  
SAUSSURITIZACAO; MICA BRANCA -> FACIES METADIORITICA  
ROCHA: 291-EPIDOTO ANFIBOLITO  
minerais: HORNB50% EPIDO20% PLAGI10% QZ10% MUSCO 5%

02-2MW-0292 (16 16 18 S 49 55 06 W UTM:22 N:8200700 E:615600)  
AUGEN MILONITO GNAISSE C/ G CLORITIZADA-QZ FLASER-SAUSSURITA  
FALHA N20W65SW(FOLIACAO MILON); DIQUES, SILLS ROCHAS MAFICAS  
ULTRAMAFICAS TRANSFORMADAS EM XSITO VERDE E CLOR ACT XISTO  
DENTRO DE FILONITO COM BIOTITIZACAO  
ROCHA: 292-MILONITO DERIVADO DE GNAISSE  
minerais: ANDES40% QZ20% MUSCO10% EPIDO10% CLORI 5% GRANA 5%  
BIOTI 2% RUTIL 1%

PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA BOA VISTA - FZ. BOA FAMA

02-2MW-0293 (16 16 50 S 49 54 42 W UTM:22 N:8199700 E:616300)  
DIQUES META DIABASIO EM ANFIBOLITO(META GABRODIORITO PORFIR)  
E GNAISSE MILONITIZADOS  
ROCHA: 293-ANFIBOLITO (METAGABRO/DIORITO PORFIRITICO)  
minerais: HORNB45% ANDES40% OPACO 4% BIOTI 1% EPIDO TITAN  
APATI SERIC

02-2MW-0294 (16 16 55 S 49 53 32 W UTM:22 N:8199550 E:618370)  
ANFIBOLITO (HO PL GNAISSE METADIORITICO GRANULACAO MEDIA)  
ROCHA: 294-ANFIBOLITO (META DIORITO)  
minerais: HORNB45% ANDES35% QZ15% EPIDO 2% RUTIL 2% PARAG 1%  
ZIRCA

02-2MW-0295 (16 16 44 S 49 52 33 W UTM:22 N:8199870 E:620120)  
ANFIBOLITO MED/GROSSO SAUSSURITIZADO E URALITIZADO(ACT)  
ZONA DE FALHA +- NSSUBVERT- DEXTROGIRA?

02-2MW-0296 (16 16 43 S 49 52 08 W UTM:22 N:8199900 E:620870)  
GRANULITO CINZA C/PL, ROSEO, E CPX MED/FINO HOMOGNEO  
FOLIACAO N60E75SE; NO RIACHO: BLOCOS DE GRANULITO MAFICO  
ANFIBOLITIZADO, GRANADA ANFIBOLITO E QZ GRANATITO  
ROCHA: 296-CPX-OPX GRANULITO MAFICO (METAGABRO)  
minerais: LABRA70% OPX10% CPX10% OPACO 3%

02-2MW-0297 (16 16 38 S 49 51 27 W UTM:22 N:8200050 E:622080)  
OPX-CPX GRANULITO MAFICO, MEDIO C/SULFETOS

ROCHA: 297-OPX CPX QZ GRANULITO MAFICO (METAGABRO-DIORIT  
 minerais: ANDES65% QZ10% OPX10% CPX 5% OPACO 3% APATI 1%  
 KF 1%

PERCURSO OU LOCAL: FZ. BOA FAMA -> FZ. PAULISTAS

02-2MW-0298 (16 15 54 S 49 51 59 W UTM:22 N:8201400 E:621150)  
 GRANULITO MEDIO CINZA ROSEO C/HORNB. E GRANADA EM AUGENS E  
 EM BANDAS; SULFETOS; FOLIACAO INDISTINTA - BOULDERS

02-2MW-0299 (16 15 47 S 49 51 13 W UTM:22 N:8201600 E:622500)  
 ANFIBOLITO SAUSSURITIZADO (GRANULITO RETRO?) E GRANULITO  
 NORITICO; FOLIACAO: N40E20-50NW; LIN DE ESTIRAMENTO EM N65E

02-2MW-0300 (16 15 57 S 49 50 46 W UTM:22 N:8201300 E:623300)  
 OPX-CPX GRANULITO MAFICO CINZA MEDIO; GABRONORITICO  
 ROCHA: 300-GRANULITO METANORITICO  
 minerais: HIPER45% LABRA45% HORNB 5% OPACO 2% TITAN 1%

02-2MW-0301 (16 16 08 S 49 50 31 W UTM:22 N:8200950 E:623750)  
 ANFIBOLITO CATACL. FOLIACAO PRONUNCIADA:N80W40NE; LIN:N10E  
 ANFIBOLITO(301A)C/FACIES GRANULITICA LOCALM.PRESERVADA(301B)

PERCURSO OU LOCAL: FZ. PAULISTAS - FZ. BRASILIA-ORDALIA

02-2MW-0302 (16 15 40 S 49 49 07 W UTM:22 N:8201800 E:626250)  
 LATERITA BRECHADA

02-2MW-0303 (16 15 01 S 49 48 57 W UTM:22 N:8203000 E:626550)  
 LEPTINITO;(GRANADA BIOTITIZADA SILL?) ESTRIAS CATACLASTICAS  
 ROCHA: 303-GRANADA LEPTINITO CATACLASTICO  
 minerais: KFER40% QZ25% PLAGI20% GRANA 5% BIOTI 3% MUSCO 2%  
 ZIRCA OPACO

02-2MW-0304 (16 14 45 S 49 48 45 W UTM:22 N:8203500 E:626900)  
 LEPTINITO CATACLASTICO C/ +BI DO QUE 303  
 ROCHA: 304-LEPTINITO CATACLASTICO  
 minerais: KFER50% QZ20% ANDES15% BIOTI 7% MUSCO 5%

02-2MW-0305 (16 14 24 S 49 48 42 W UTM:22 N:8204120 E:627000)  
 GRANADA HORNBLENDA GNAISSE CATACLASTICO E BLOCOS CATACLASITO

02-2MW-0306 (16 14 07 S 49 48 42 W UTM:22 N:8204650 E:627000)  
 GRANULITO DIORITICO PARCIALMENTE ANFIBOLITIZADO

02-2MW-0307 (16 13 59 S 49 48 30 W UTM:22 N:8204900 E:627360)  
 GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO E MIGMATIZADO COM INJEcoes  
 ANATEXICAS EM UM CONJUNTO MILONITIZADO COM BANDAS DOBRADAS  
 C/EIXOS N70E(+VELHO) N80W(+NOVO)  
 ROCHA: 307A-PLAGIOCLASIO GNAISSE MILONITICO  
 minerais: OLIGO50% QZ25% EPIDO 8% BIOTI 5% MUSCO 5%

ROCHA: 307B-EPIDOTO ANFIBOLITO MILONITIZADO  
 minerais: HORNB30% ANDES30% EPIDO15% BIOTI 5% QZ 5% RUTIL 2%

PERCURSO OU LOCAL: ITABERAI -> AMERICANO DO BRASIL -> FZ. DAS LAGES

02-2MW-0308 (16 05 20 S 49 53 35 W UTM:22 N:8220900 E:618400)  
 SERIC QZ FILITO/XISTO MUITO FINO C/ FANTASMAS DE FELDSPATO  
 EM PORCOES ALTERADAS/MUSCOVITIZADAS; XISTOSIDADE +- EW75N  
 ASSOCIACAO DE VEIO DE PSILOMELANO E CANGA MANGANESIFERA COM  
 MUSCOVITA XISTO/FILITO (METATUFO ALTERADO? DO GREENSTONE)

02-2MW-0309 (16 06 04 S 49 54 26 W UTM:22 N:8219550 E:616900)  
 CLO MU QZ XISTO A QUARTZITO C/FOLIACOES S-C - C:EW SUBV N  
 INDICADOR CINEMATICO: DEXTROGIRO; BARRAS DE QZ: 25N80W

02-2MW-0310 (16 06 11 S 49 54 36 W UTM:22 N:8219350 E:616600)  
 BIOTITA GRANITO GNAISSICO MILONITIZADO LIN SUBHORIZ N60-70W  
 ROCHA: 310-GRANITO GNAISSEFICADO CATACLASTICO  
 minerais: OLIGO35% KFER35% QZ20% MUSCO 3% EPIDO 2% BIOTI 2%  
 TURMA

02-2MW-0311 (16 06 00 S 49 55 38 W UTM:22 N:8219700 E:614750)  
 QUARTZITO C/HEMAT/MAGNET.CAVIDADES(CO3); MANCHAS DE MN;CINZA  
 METACHERT; ASSOCIADOS TALCO XISTO E ANFIBOLIO XISTO

02-2MW-0312 (16 06 06 S 49 56 09 W UTM:22 N:8219500 E:613850)  
 E BIOTITICAS ESTIRADAS(XENOLITOS;FAIXAS ULTRAMILONITOS??)  
 FOLIACAO MILON: N75W A EW/75-60N C/ LINEACAO SUBHORIZONTAL

02-2MW-0313 (16 05 41 S 49 57 25 W UTM:22 N:8220300 E:611600)  
 LATERITA C/ BLOCOS DE QUARTZITO FERRUGINOSO

02-2MW-0314 (16 05 34 S 49 57 38 W UTM:22 N:8220500 E:611200)

QUARTZITO (METACHERT) VARIANDO P/CLORITA E HEMAT. QUARTZITOS ASSOCIADO C/TALCO XISTO,G MUSCOV. QUARTZITO E G SERIC XISTO  
02-2MW-0315 (16 05 31 S 49 58 05 W UTM:22 N:8220600 E:610400)  
BIOTITITO C/ FASES SILICIFICADAS E SULFETADAS-METASSOMATISMO DE TALCO XISTOS DO GREENSTONE BELT \*\*\*GARIMPO ESMERALDA \*\*\*  
FAZ. LAJES - PROP. DOS CAIADO  
PERCURSO OU LOCAL: FZ. DAS LAJES - AMERICANO BRASIL  
02-2MW-0316 (16 07 56 S 49 58 26 W UTM:22 N:8216150 E:609750)  
CALCIO MUSCOVITA XISTO  
02-2MW-0317 (16 09 45 S 49 57 08 W UTM:22 N:8212800 E:612050)  
QUARTZITO (METACHERT) ROSEO ASSOCIADO A TALCO XISTO  
PERCURSO OU LOCAL:AMERICANO BRASIL->SA.GONGOME ->E ->N ->W -> S.JOSE DO RETIRO  
02-2MW-0318 (16 14 12 S 49 56 32 W UTM:22 N:8204600 E:613075)  
ANFIBOLITO (GRANULITO RETRO OU METAGABRO ANFIBOLITIZADO?)  
RESTOS DE CPX (E OPX?) NA MASSA ALTERADA; OCORREM FRAGMENTOS (XENOLITOS;BOUDINS SEGREG.METAM.?)MAIS MAFICOS E MAIS FINOS P/100M BLOCOS DE METAGABRO BI HO PL (QZ) TEXT PRESERVADA  
CLORITA MU XISTO (CO3?)(AMOSTRA 318A);CLOR ACTIN XISTO(318B)  
BLOCOS DE ANFIBOLITO MILONITIZADO; ROLADOS FILONITOS  
LATERITA CONGLOMERATICA C/ FRAGMENTOS DE QZ  
ROCHA: 318-EPIDOTO HORNBLENDA XISTO (METABASITO)  
minerais: HORNB45% EPID036% QZ 9%  
02-2MW-0319 (16 14 05 S 49 56 18 W UTM:22 N:8204800 E:613500)  
MILONITOS DE ROCHAS BASICAS (GABRO?) E DE ROCHAS ACIDAS CRENULACOES; FILONITOS COM FOL.MILON. N40-70W35-55SW  
02-2MW-0320 (16 13 29 S 49 56 52 W UTM:22 N:8205900 E:612500)  
G BI (PX?) ANFIBOLITO MEDIO CATACLASTICO SAUSSURITIZADO ASSOCIADO C/FASES +ACIDAS(ANATEXICAS?)C/FILONITIZACAO PARA MU QZ XISTO(FILONITO)\*\*GRANITOS E GABROS EM ZONA DE FALHA??\*  
02-2MW-0321 (16 14 44 S 49 56 22 W UTM:22 N:8203600 E:613350)  
GABRO MEDIO A GROSSEIRO URALITIZADO E SAUSSURITIZADO; BANDAS MAL DEFINIDAS DE ACAMADAMENTO IGNEO? FOLIACAO METAMORFICA? E C/ FRAGMENTO (AUTOLITO OU XENOLITO DE GRANULITO?)  
ROCHA: 321-EPIDOTO ANFIBOLITO  
minerais: HORNB65% EPID030% TITAN 8% PLAGI 5%  
02-2MW-0322 (16 14 42 S 49 56 01 W UTM:22 N:8203650 E:614000)  
TALCO XISTO; CLORITA ACTINOLITA TALCO XISTO;SEGREGACOES QZ ANFIBOLITO E ACTINOLITA XISTO; XISTOSIDADE N70W30SW  
ROCHA: 322-CLORITA ACTINOLITA XISTO TALCIFICADO  
minerais: TALCO35% CCLOR30% ACTIN25% OPACO 3%  
02-2MW-0323 (16 14 29 S 49 55 17 W UTM:22 N:8204050 E:615300)  
LEPTINITO C/ GRANADA ATE 5MM C/ FAIXAS MM DE ULTRAMILONITO E FRAGMENTOS DE ANFIBOLITO (FILONITO DE GRANULITO MAFICO?)  
ROCHA: 323A-GRANADA LEPTINITO CATACLASTICO  
minerais: KF50% QZ30% PLAGI15% GRANA 5% ZIRCA MUSCO  
02-2MW-0324 (16 13 55 S 49 55 41 W UTM:22 N:8205100 E:614600)  
G->BI GNAISSE FILONITIZADO E GRANADA LEPTINITO MILONITIZADO COM BOUDINS DECIMETRICOS MAFICOS;FAIXAS ULTRAMAFICAS A CLOR. VERDE ESCURA,BIOTITIZADA E ACTINOLITA; ESTRUT. S-C VERGENCIA PARA E A NE.PLANO C:SUBHORIZONTAL; FOL.MILON:NS20W;N60W15SW  
02-2MW-0325 (16 09 30 S 49 53 20 W UTM:22 N:8213200 E:618800)  
TALCO XISTO C/ PIRITA LIMONITIZADA E C/ CAVIDADES(CO3)  
02-2MW-0326 (16 08 21 S 49 50 20 W UTM:22 N:8215300 E:624150)  
MCHERT;BANDAS IRREGULARES DE COR CINZA;BOXWORKS LIMONITIZADO  
02-2MW-0327 (16 12 39 S 49 53 18 W UTM:22 N:8207400 E:618850)  
AUGEN GNAISSE CATACLASTICO; KF E GRANADA(RARA) ATE 3 CM CONTATO C/ANFIBOLITO MEDIO/GROSSO(METAGABRO)FILONITIZADO C/ SCHLIERENS HORNB.FOL.MILON.N30E30NW CONTENDO LIN.AUGENS:N70W  
ROCHA: 327-EPIDOTO PIROXENIO ANFIBOLITO (METAGABRO)  
minerais: PLAGI40% HORNB30% DIOPS15% EPID010% BIOTI TITAN  
02-2MW-0328 (16 13 17 S 49 53 38 W UTM:22 N:8206250 E:618250)  
ANFIBOLITO FINO SAUSSURITIZADO E MILONITIZADO INTERCALADO C/ GNAISSE TONALITICO,MEDIO C/HORNB LENTIC.;FOL.MILON N60E40NW

ROCHA: 328-ANFIBOLITO SAUSSURITIZADO E MILONITIZADO  
 minerais: SAUSS60% HORNB25% EPIDO 5% QZ 5% CLORI 5%

02-2MW-0329 (16 12 30 S 49 54 35 W UTM:22 N:8207700 E:616550)  
 GABRO MEDIO,URALITIZADO E BIOTITIZADO LOCALM.PORFIRITICO  
 C/ FENOCRISTAIS PLAG. ESPARSOS; AUTOLITOS/XENOLITOS +-4CM  
 ARREDONDADOS A ANGULOSOS; IMAGEM LANDSAT ->AREA CIRCULAR  
 ->INTRUSAO MULTIPLA?/ \*\*\*INTRUSAO SERRA GONGOME\*\*

ROCHA: 329-HORNBLENDA GABRO  
 minerais: PLAGI40% HORNB30% BIOTI 5% QZ 4% EPIDO 2% OPACO 2%  
 TITAN 2%

02-2MW-0330 (16 13 34 S 49 52 25 W UTM:22 N:8205700 E:620400)  
 GRANULITO MAFICO MEDIO RETROMETAMORFIZADO P/ ANFIBOLITO  
 (G->BI;PX->H0;PL->SAUSS;CPX)LEVEM.BANDADO; EXFOL.ESFEROIDAL

ROCHA: 330-GRANULITO MAFICO RETROMETAMORFIZADO  
 minerais: ANDES70% HIPER10% BIOTI 6% DIOPS 5% HORNB 3% OPACO 2%  
 EPIDO 2%

02-2MW-0331 (16 13 24 S 49 52 10 W UTM:22 N:8206000 E:620850)  
 G LEPTINITO "GRANITOIDE" C/ BI E MU RETROMETAMORFIZADA  
 VARIA P/ FACIES CATACLASTICA C/ FOLIACAO POS GRANADA  
 VEIOS MM EPIDOSITO(RAR0); ASSOC C/GRANULITO MAFICO MEDIO A  
 FINO ANFIBOLITIZADO ATE ULTRAMILONITO (FILONITO PLACOIDE)

02-2MW-0332 (16 13 11 S 49 52 00 W UTM:22 N:8206400 E:621150)  
 GRANULITO MAFICO ANFIBOLITIZADO C/ RESTOS DE OPX LOCALIZADOS  
 GRANULACAO MEDIA FOLIACAO VARIAVEL; SAUSSURITIZACAO "GERAL"

ROCHA: 332-GRANULITO ANFIBOLITIZADO E SAUSSURITIZADO  
 minerais: SAUSS50% HORNB30% QZ 5% BIOTI 5% CLORI 5% OPACO  
 EPIDO TITAN

02-2MW-0333 (16 10 10 S 49 49 58 W UTM:22 N:8211950 E:624800)  
 MU QUARTZITO E BI G MU XISTO C/RESTOS DE MASSAS QZ FELDSPAT.  
 (CAOLIM+MUSCOV) =>FILONITO DE LEPTINITO C/FOL.MILON.N60W20NE

02-2MW-0334 (16 09 07 S 49 50 59 W UTM:22 N:8213900 E:623000)  
 MARMORE MEDIO GROSSO COM CAMADAS MUSC QUARTZITO; N30E25-30NW  
 FORMAM SURGENCIAS AGUA (FRIA) MINERAL (?) NASCENDO NA MATA

02-2MW-0335 (16 10 51 S 49 54 24 W UTM:22 N:8210750 E:616900)  
 CALCARIO C/BANDAS+ RICAS EM PIRITA-N30E5NW A W VILAREJO DO  
 GONGOME; ASSOC. MUSCOV.QUARTZITO; CROSTAS LIMONITICAS

02-2MW-0336 (16 10 56 S 49 54 34 W UTM:22 N:8210600 E:616600)  
 CALCARIO BANDADO C/ NIVEIS SILICOSOS(TREMOLITA..) N50W40SW  
 METACHERT MACICO >5M ESPESS. C/LIMONITA(SULFETOS ALTERADOS?)  
 \*\*\* GREENSTONE BELT \*\*\*

ROCHA: 336A-GRUNERITA ANFIBOLITO(METAVULCANOQUIMICA?)  
 minerais: GRUNE25% QZ20% PLAGI15% BIOTI15% OPACO 8%

PERCURSO OU LOCAL:ESTRADA SAO JOSE DO RETIRO -> FZ.CONCEICAO

02-2MW-0337 (16 14 25 S 49 53 42 W UTM:22 N:8204150 E:618100)  
 LEPTINITO MILONITICO CREME FINO G->BI E ANFIBOLITO RETROMET.  
 DE GRANULITO MAFICO.

02-2MW-0338 (16 14 25 S 49 53 42 W UTM:22 N:8204150 E:618100)  
 SILL G LEPTINITO C/ BOLSOES DECIMETRICOS IRREGULARES DE  
 PEGMATITO C/ MUSC BEM DESENVOLVIDA E EUDRICA

02-2MW-0339 (16 14 33 S 49 53 25 W UTM:22 N:8203900 E:618600)  
 ENDERBITO E GRANULITO QUARTZO-DIORITICO \*\*\* PROXIMO CORPO  
 MAFICO-ULTRAMAFICO FAZ.CONCEICAO A W DO DE AGUA CLARA\*\*\*

ROCHA: 339-GRANULITO DIORITICO  
 minerais: ANDES60% HIPER20% QZ10% DIOPS 5% HORNB 2% OPACO 2%  
 BIOTI

02-2MW-0340 (16 14 38 S 49 53 08 W UTM:22 N:8203750 E:619100)  
 SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO ASSOCIADO C/GRANULITO QZ GABRO  
 DOBRADO EM 2 FASES ISOCLINIAIS COM BANDAS HORNBLENDICAS EM  
 PLANO AXIAL. \*\* ENCAIXANTES DA INTRUSAO FAZ.CONCEICAO \*\*

ROCHA: 340A-CPX OPX QURTZO GRANULITO MAFICO - METAGABRO  
 minerais: ANDES65% QZ15% HIPER 4% CPX 3% HORNB BIOTI  
 APATI ZIRCA

ROCHA: 340B-GRANULITO MAFICO PARCIALM.URALITIZ.;METAGABRO  
 minerais: LABRA45% HORNB25% OPX15% CPX10% OPACO 3%

02-2MW-0341 (16 15 20 S 49 52 35 W UTM:22 N:8202450 E:620100)  
 PLAGIOCLASIO ORTOPIROXENITO MEDIO A GROSSO; OPX ATE 3CM  
 LENTES DE OPX (->HO EM PARTE) CONCENTRADOS. SULFETOS OCORREM  
 \*CORPO MAFICO-ULTRAMAFICO FZ.CONCEICAO A W DO DE AGUA CLARA\*  
 ROCHA: 341-PLAGIOCLASIO ORTOPIROXENITO GRANULITIZADO  
 minerais: OPX60% LABRA20% CPX15% HORNB 5%

02-2MW-0342 (16 15 31 S 49 52 29 W UTM:22 N:8202100 E:620250)  
 GRANULITO MAFICO/INTERMEDIARIO ANFIBOLITIZ. C/DIFERENCIACAO  
 ULTRAMAFICA (HORNBLENDA); FOLIACAO MILONITICA DOBRADA E  
 FASES ANATEXICAS TB FOLIADAS E DIFERENCIADAS

PERCURSO OU LOCAL:AMERICANO DO BRASIL->SA.DO CUSCUZEIRO->BOA VISTA-> ANICUNS

02-2MW-0343 (16 15 58 S 49 58 10 W UTM:22 N:8201350 E:610150)  
 GRANADA MUSCOVITA QUARTZITO

02-2MW-0344 (16 15 38 S 49 57 58 W UTM:22 N:8201950 E:610500)  
 BIOT MUSC XISTO A GRANADA QZ XISTO;XIST:N10E25NW A N40W15SW  
 NIVEIS SILICOSOS E DE METACHERT COM SULFETO

02-2MW-0345 (16 16 14 S 49 58 13 W UTM:22 N:8200850 E:610050)  
 GRANITO GNAISSICO GROSSEIRO,MILONITICO(AUGEN) N10E35NW  
 INDICADOR CINEMATICO W -> E

02-2MW-0346 (16 16 22 S 49 57 56 W UTM:22 N:8200600 E:610550)  
 GRANITO CATACLASTICO A G,MUSC,BIO,QZ,KF

02-2MW-0347 (16 16 22 S 49 57 06 W UTM:22 N:8200600 E:612050)  
 GRANITO GNAISSICO MILONITIZADO;MASSAS LENTICULARES +FINAS C/  
 CONC. DE BIO E DE G (XENOLITO/AUTOLITO?)

02-2MW-0348 (16 16 59 S 49 56 42 W UTM:22 N:8199450 E:612750)  
 QZ MONZODIORITO A GRANODIORITO(FENOCRISTAIS OR ESPARSOS OU  
 CONCENTRADOS)- RAROS XENOLITOS MAFICOS COM FENOCRISTAIS OR  
 FOLIACAO COM PLANOS DE CATACLASE - NS60W  
 ROCHA: 348-PIROXENIO GRANODIORITO URALITIZADO/BIOTITIZADO  
 minerais: ANDES40% BIOTI20% QZ20% DIOPS 5% EPIDO 3% URALI  
 KF

02-2MW-0349 (16 17 46 S 49 55 16 W UTM:22 N:8198000 E:615300)  
 BRECHA PLUTONICA: MATRIZ GRANODIORITICA ENGLOBANDO XENOLITOS  
 ROCHAS IGNEAS MAIS MAFICAS,QZ DIORITICAS E BIOTITITO(RARO)  
 REACAO ENTRE MATRIZ E XENOLITOS (GRANADA CONC;BANDA FELDSP.)  
 RARO XENOLITO HORNFELS CALCIO-SILICATICO(QUARTZITO METACHERT  
 \*\*\* INTRUSAO DIORITICA/GRANODIORITICA A SUDESTE AM.BRASIL \*\*  
 DA SERRA DO CUSCUZEIRO

02-2MW-0350 (16 16 46 S 49 56 57 W UTM:22 N:8199850 E:612300)  
 G MU XISTO E QZ XISTO (FILONITOS DE GRANITO?) N60E45NW  
 MUITO ALTERADOS

02-2MW-0351 (16 16 27 S 49 56 35 W UTM:22 N:8200450 E:612950)  
 GRANITO GNAISSEFICADO C/ GRANADA BEM DESENVOLVIDA

02-2MW-0352 (16 16 20 S 49 56 08 W UTM:22 N:8200645 E:613750)  
 GRANODIORITO/QZ DIORITO COM FASES PORFIRICAS; XENOLITOS DE  
 QZ DIORITOS+ MAFICOS \*\* INTRUSAO A SUDESTE DE AM. BRASIL \*\*  
 ROCHA: 352A-XENOLITO QZ-DIORITICO EM TONALITO  
 minerais: GRANA HORNB ANDES QZ EPIDO

02-2MW-0353 (16 16 15 S 49 55 52 W UTM:22 N:8200800 E:614250)  
 MARMORE BANDADO COM CONCENTRACOES SILICOSAS CONTORCIDAS  
 COM WOLLASTONITA  
 ROCHA: 353A-ROCHA CALCIOSSILICATICA COM WOLLASTONITA  
 minerais: QZ65% WOLLA10% CARBO10% EPIDO 5% PLAGI 5% DIOPS 2%

02-2MW-0354 (16 16 17 S 49 55 36 W UTM:22 N:8200750 E:614700)  
 GRANITO MEDIO/GROSSEIRO; CATACLASTICO, GNAISSEFICADO

02-2MW-0355 (16 16 19 S 49 55 26 W UTM:22 N:8200675 E:615000)  
 BIOTITA QUARTZO DIORITO FINO E QZ DE VEIO MILONITIZADO

02-2MW-0356 (16 16 35 S 49 55 13 W UTM:22 N:8200175 E:615400)  
 PROVAVEL GRANITO COM XENOLITOS MILONITIZADO (ALTERADO)

02-2MW-0357 (16 17 16 S 49 54 32 W UTM:22 N:8198900 E:616600)  
 GRANITO MILONITIZADO;AUGENS ROTACIONADOS FOL.N10E30NW EM  
 TRANSPURRAO ? (DEXTROGIRO)

02-2MW-0358 (16 17 55 S 49 54 25 W UTM:22 N:8197700 E:616800)  
 METADIORITO ANFIBOLITIZADO E FASES MAIS MAFICAS;MILONITIZADO



ROCHA: 358-METADIORITO ANFIBOLITIZADO  
 02-2MW-0359 (16 18 49 S 49 54 30 W UTM:22 N:8196050 E:616650)  
 MARMORE; GRANULACAO MEDIA FINA;  
 ROCHA: 359-MARMORE BANDAMENTO CONTORCIDO MEDIO/FINO  
 02-2MW-0360 (16 19 40 S 49 54 53 W UTM:22 N:8194500 E:615950)  
 TONALITO GNAISSEFICADO E LOCALMENTE CATACLASTICO; G,BI,PL,QZ  
 ROCHA: 360-TONALITO GNAISSEFICADO  
 minerais: QZ PLAGI GRANA BIOTI  
 02-2MW-0361 (16 19 35 S 49 54 23 W UTM:22 N:8194650 E:616850)  
 MARMORES C/BANDAMENTO CONTORCIDO INTERCALADO COM XISTO  
 GRANADA CLORITIZADA XISTO E ANFIBOLITO FINO(METABASALTO)  
 FAZ.SANTA ROSA - AVO DO GEOLOGO DIVINO \*\* GREENSTONE BELT \*\*  
 ROCHA: 361A-EPIDOTO MARMORE SILICOSO  
 minerais: QZ50% CARBO30% EPIDO 7% MARGA 5% TITAN 4% OPACO 3%  
 BIOTI 1%  
 ROCHA: 361B-ANFIBOLITO FINO (METABASALTO)  
 minerais: HORNB70% PLAGI20% OPACO 5% CLORI 2% BIOTI 1% TITAN 1%  
 02-2MW-0362 (16 19 40 S 49 54 41 W UTM:22 N:8194500 E:616300)  
 BRECHA PLUTONICA - DIORITO/MONZONITICA; XENOLITOS IGNEOS  
 ROCHA: 362-PX QZ DIORITO URALITIZADO E BIOTITIZADO  
 minerais: ANDES50% BIOTI20% HORNB10% EPIDO10% QZ 8% PIROX 1%  
 TITAN  
 PERCURSO OU LOCAL: CAPELINHA - FZ. GOMES - ANICUNS  
 02-2MW-0363 (16 22 34 S 49 52 02 W UTM:22 N:8189100 E:621000)  
 G(CLORITIZADA)BI MU GNAISSE MILONITICO(GRANITO MILONITIZADO?)  
 ROCHA: 363-GRANADA BIOTITA MUSCOVITA GNAISSE MILONITICO  
 02-2MW-0364 (16 22 57 S 49 51 48 W UTM:22 N:8188400 E:621400)  
 METAULTRAMAFICA GROSSEIRA (TREMOLITITO TALCIFICADO)  
 DIQUE KOMATIITICO ? - NAO SE TEM REACOES DE CONTATO COM  
 GNAISSE (METAGRANODIORITO) QUE AFLORA A NORTE-NOROESTE  
 ROCHA: 364-TALCO TREMOLITITO  
 minerais: TREMO45% TALCO40% CLORI 5%  
 02-2MW-0365 (16 23 43 S 49 51 41 W UTM:22 N:8187000 E:621600)  
 CIANITA MUSCOVITIZADA GRANADA QUARTZITO C/TURMALINA  
 CONTATO C/GRANITO COM XENOLITOS DIORITICOS E RAROS XENOLITOS  
 DE QUARTZITO ANGULOSOS A ARREDONDADOS-INTRUSIVO NO G.BELT  
 \*\*STOCK TONALITO-GRANODIORITICO DO LOCAL GOMES \*\*  
 ROCHA: 365A-META QZ DIORITO CONTATO C/HORNB QUARTZITO  
 minerais: PLAGI60% BIOTI15% EPIDO10% QZ10% GRANA HORNB  
 ROCHA: 365B-BIOT ANFIBOLITO(META GABRODIORITO C/AUTOLITO?)  
 minerais: ANDES70% BIOTI15% HORNB 5% OPACO 3% QZ EPIDO  
 ROCHA: 365C-GRANADA MARGARITA? EPIDOTO ANFIBOLITO  
 minerais: HORNB50% ANDES25% EPIDO15% MARGA 5% OPACO 3% GRANA 1%  
 02-2MW-0366 (16 23 40 S 49 51 56 W UTM:22 N:8187100 E:621150)  
 GRANITO-GRANODIORITO CONTATO C/QZITO - RARO XENOLITO QZITO  
 ROCHA: 366-GABRO-DIORITO PORFITITICO ANFIBOLITIZADO  
 ROCHA: 366A-GRANADA CIANITA QUARTZITO - METACHERT?  
 minerais: QZ30% CIANI30% GRANA25% MUSCO 5% MT 5% TURMA 1%  
 02-2MW-0367 (16 24 14 S 49 52 01 W UTM:22 N:8186050 E:621000)  
 GRANITO MEDIO GNAISSEFICADO CATACLASTICO; OCORRE EM BOULDERS  
 ROCHA: 367-GRANODIORITO MEDIO GNAISSEFICADO/CATACLASTICO  
 minerais: BIOTI PLAGI KF QZ  
 02-2MW-0368 (16 24 23 S 49 51 37 W UTM:22 N:8185750 E:621700)  
 BIOTITA GRANITO GNAISSICO  
 ROCHA: 368-BIOTITA GNAISSE GRANITICO  
 02-2MW-0369 (16 25 21 S 49 52 23 W UTM:22 N:8184000 E:620350)  
 METACHERT E BIF MANGANESIFERO CATACLAST.C/DOBRAS ISOCLINAIS  
 ROCHA: 369-BIF MANGANESIFERO CATACLASTICO  
 02-2MW-0370 (16 25 25 S 49 52 09 W UTM:22 N:8183850 E:620750)  
 BI MU XISTO CRENULADO C/NIVEIS DE QZ XISTO E DE METACHERT  
 XISTOSIDE N80W10NE - EIXOS DE CRENULACAO:SUBH N30W  
 ROCHA: 370-BIOTITA MUSCOVITA XISTO CRENULADO  
 02-2MW-0371 (16 25 33 S 49 52 01 W UTM:22 N:8183600 E:621000)  
 GRANODIORITO MEDIO/GROSS;ROLADOS ANFIBOLITO FINO E METACHERT

ROCHA: 371-GRANODIORITO MEDIO/GROSSO  
 02-2MW-0372 (16 25 41 S 49 54 27 W UTM:22 N:8183400 E:616650)  
 GRANADA (CLORITIZADA)XISTO E NIVEIS DE QUARTZITO CALCIFERO  
 ROCHA: 372-GRANADA XISTO NODULOSO  
 minerais: GRANA QZ MUSCO BIOTI  
 02-2MW-0373 (16 25 51 S 49 54 44 W UTM:22 N:8183100 E:616150)  
 ANFIBOLITO FINO(MILONITO?)E METAGABRO MILONITIZADO E  
 SAUUSRITIZADO COM PORFIROCLASTOS DE HORNBLENDA  
 ROCHA: 373-ANFIBOLITO FINO MILONITICO  
 02-2MW-0374 (16 26 15 S 49 54 53 W UTM:22 N:8182350 E:615900)  
 XISTO ALTERADO -> CALCIXISTO? C/INTERCALACAO DE TALCOXISTO  
 CONTORCIDO E METACHERT FERRO MANGANESIFERO LIMONITIZADO  
 ROCHA: 374A-XISTO ALTERADO (CALCIO XISTO?)  
 ROCHA: 374B-CHERT A BIF MANGANESIFERO  
 ROCHA: 374C-TALCO XISTO C/XISTOSIDADE CONTORCIDA  
 minerais: TALCO  
 02-2MW-0375 (16 26 24 S 49 55 23 W UTM:22 N:8182100 E:615000)  
 MARMORE(NA ROCA) E METACHERT E VEIOS QZ BRECHADO EM XISTO  
 ALTERADO (CALCIXISTO?) QUE OCORRE NO RIO  
 ROCHA: 375A-MARMORE  
 ROCHA: 375B-METACHERT C/ VEIOS DE QUARTZO  
 02-2MW-0376 (16 26 43 S 49 55 33 W UTM:22 N:8181500 E:614700)  
 TALCO XISTO E METABASITO (XISTO VERDE) INTERCALADOS  
 ROCHA: 376A-TALCO XISTO  
 minerais: TALCO  
 ROCHA: 376B-XISTO VERDE  
 PERCURSO OU LOCAL: ANICUNS - SERRA CAIEIRA - MACACAO DOS CORREIAS  
 02-2MW-0377 (16 29 37 S 49 53 51 W UTM:22 N:8176150 E:617700)  
 TALCO XISTO, ANFIBOLITO, BIOTITA ANFIBOLIO XISTO E QZ XISTOS  
 C/ NIVEIS 3-10CM DE METACHERT; BIOTITITO(METASSOMATISMO DE  
 TALCO XISTO) XISTOSIDADE: NS30W \*\*GREENSTONE BELT\*\*  
 ROCHA: 377A-ANFIBOLIO XISTO A ANFIBOLITO FINO  
 ROCHA: 377B-TALCO XISTO BIOTITIZADO  
 minerais: TALCO BIOTI  
 ROCHA: 377C-METACHERT EM NIVEIS DECIM. DENTRO DO BI XISTO  
 02-2MW-0378 (16 29 22 S 49 53 07 W UTM:22 N:8176600 E:619000)  
 GNAISSE MEDIO/FINO CATACL E CLORITA XISTO;TREMOLITO LOCAL  
 EMBASAMENTO?; VULC.ACIDA?;DIQUE MICROGRANITO NO GREENSTONE  
 FOLIACAO C:NS60W LEVOGIRA  
 ROCHA: 378-GNAISSE MEDIO A FINO  
 02-2MW-0379 (16 27 31 S 49 53 06 W UTM:22 N:8180000 E:619050)  
 ACTINOLITA CLORITA XISTO,TALCO XISTO.. OCORRE EM BLOCOS  
 02-2MW-0380 (16 26 07 S 49 53 38 W UTM:22 N:8182600 E:618100)  
 MUSC QUARTZITO COM VARIACOES PARA METACHERT FERRIFERO- BIF  
 ASSOCIADOS: ACTINOLITITO, METACHERT SILICOSO E FERRIFERO,  
 BIOTITA XISTO CRENUADO, BIOTITA MUSCOVITA XISTO  
 02-2MW-0381 (16 26 08 S 49 53 48 W UTM:22 N:8182550 E:617800)  
 METACHERT C/CAVIDADES C/ TALCO? (MAGNESITA -> TALCO?)  
 ANFIBOLIO XISTO BEM ESCURO E TALCO XISTO  
 ROCHA: 381A-ACTINOLITITO XISTO (META KOMATTITO?)  
 minerais: ACTIN95% CCLOR 4% OPACO  
 02-2MW-0382 (16 26 15 S 49 53 47 W UTM:22 N:8182350 E:617850)  
 MARMORE CINZA COM GALENA E GRANADA XISTO MILONITIZADO  
 DOBRAS C/ PA SUBHORIZONTAL (DESENVOLVENDO DOBRAS EM BAINHA)  
 TRANSPOSTAS POR PLANOS HORIZONTAIS E SOBREJACENTE A XISTO  
 MILONITICO COM XISTOSIDADE HORIZONTAL \*\*GREENSTONE BELT\*\*  
 ROCHA: 382-MARMORE  
 minerais: CARB090% QZ 7% TALCO  
 ROCHA: 382B-BIOT GRANADA MUSCOV QZ XISTO MILONITIZADO  
 minerais: QZ65% MUSC015% CLORI 5% SERIC 5% GRANA 4% BIOTI 2%  
 02-2MW-0383 (16 25 42 S 49 52 02 W UTM:22 N:8183350 E:620950)  
 TALCO XISTO, CLORITA ACTINOL XISTO;TC SERPENT.XISTO; BIF  
 02-2MW-0384 (16 25 14 S 49 51 49 W UTM:22 N:8184200 E:621350)  
 GRANITO MEDIO EQUIDIMENS. C/XENOLITOS DIORITO PORFIRITICO

ARREDONDADOS E ANGULOSOS; RAROS XENOLITOS DE BIOTITITO  
CONTATO COM MUSCOVITA QUARTZITO C/TEXTURA FLASER  
ROCHA: 384-METATONALITO C/XENOLITO DE METADIORITO  
minerais: PLAGI55% QZ20% BIOTI15% HORNB 5% EPIDO  
02-2MW-0385 (16 25 32 S 49 51 32 W UTM:22 N:8183650 E:621850)  
METABASITO MUITO FINO DIABASICO (HORNFELS?) EM BLOCOS  
ROCHA: 385-EPIMICROGABRO OU HORNFELS DE DIABASIO?  
minerais: HORNB55% SAUSS40% QZ 1% OPACO  
02-2MW-0386 (16 25 28 S 49 50 58 W UTM:22 N:8183750 E:622850)  
DIQUE DIABASIO(ESPESS?) EM N-S E MONOLITO GRANITO  
02-2MW-0387 (16 25 49 S 49 51 00 W UTM:22 N:8183100 E:622800)  
DIQUE SEMELHANTE AO DE 386 - ANFIBOLITIZADO  
02-2MW-0388 (16 26 02 S 49 51 07 W UTM:22 N:8182700 E:622600)  
GRANITO E DIQUE ? DE ANFIBOLITO DIABASIOIDE C/TEXT.PRESERVADA  
PERCURSO OU LOCAL: AVELINOPOLIS - MACACAO DOS CORREIAS - BAIRRO DOS GOMES  
02-2MW-0389 (16 27 24 S 49 45 44 W UTM:22 N:8180150 E:632150)  
META-PERIDOTITO OPX OLIVINA(RELIQUIARES) ACTINOLITA XISTO  
MILONITO DE ULTRAMAFICA? XISTOSIDADE N70E40NW  
ROCHA: 389-PERIDOTITO TREMOLITIZADO/MILONITIZ(MANTELICO?)  
minerais: ACTIN50% CPX20% OLIVI10% OPX10% OPACO 5% TALCO 3%  
CLORI  
02-2MW-0390 (16 27 11 S 49 46 09 W UTM:22 N:8180550 E:631400)  
ANFIBOLITO FINO C/NIVEIS DE METACHERT CONTATO GNAISSE FINO  
ROCHA: 390-BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE FINO (METADACITO?)  
minerais: ANDES60% QZ20% BIOTI 7% HORNB 5% KF EPIDO  
OPACO  
02-2MW-0391 (16 26 40 S 49 46 31 W UTM:22 N:8181500 E:630750)  
GNAISSE FINO, BRANCO A CINZA; SUBHORIZONTAL. M-VULC.ACIDA?  
GRANITO ESTRATOIDE ?-> SUBVULCANICO E/OU DERRAMES GREENSTONE  
OU INTRUSIVA BEM MAIS JOVEM - ATRAS ASSOC.C/ANFIBOLITO E BIF  
02-2MW-0392 (16 26 43 S 49 46 57 W UTM:22 N:8181400 E:630000)  
BIOT GNAISSE FINO/MEDIO, BANDADO (+DE 1 FASE); "NIVEIS" DE  
ANFIBOLITO FINO (BOMBAS?; XENOLITOS?; DIQUES? ->ESTIRADOS...) )  
MIGMATIZACAO INCIPIENTE; FOLIACAO EW - N60E 15 N-NW  
02-2MW-0393 (16 26 00 S 49 47 32 W UTM:22 N:8182750 E:628950)  
MUSCOVITA BIOTITA GNAISSE MEDIO FRACAM. BANDADO - N30W35SW  
02-2MW-0394 (16 26 34 S 49 47 59 W UTM:22 N:8181700 E:628150)  
MAGNESITA TALCO TREMOLITA CLORITA XISTO - N30W40NE  
ROCHA: 394-TALCO CLINOCOLORO TREMOLITA XISTO  
minerais: TREMO75% TALCO30% CCLOR20% OPACO  
02-2MW-0395 (16 26 44 S 49 48 23 W UTM:22 N:8181400 E:627450)  
TREMOLITITO FIBRO-RADIADO E TALCO XISTO C/CAVIDADES: C03--  
02-2MW-0396 (16 26 39 S 49 48 48 W UTM:22 N:8181550 E:626700)  
ANFIBOLITO BIOTITIZADO; CAPEAMENTO LATERITICO  
02-2MW-0397 (16 26 29 S 49 48 58 W UTM:22 N:8181850 E:626400)  
GNAISSE FINO ALUMINOSO VARIA P/ G BI MU XISTO; XIST:N30E40NW  
02-2MW-0398 (16 26 18 S 49 49 37 W UTM:22 N:8182200 E:625250)  
ANFIBOLITO FINO/MEDIO N70W50NE E MARMORE GRANUL MEDIA  
02-2MW-0399 (16 26 08 S 49 49 46 W UTM:22 N:8182500 E:625000)  
MARMORE GRANUL GROSSA 2-3MM, BRANCO/CINZA NIVEIS METACHERT  
TENDE A N60W60NE  
02-2MW-0400 (16 25 49 S 49 50 21 W UTM:22 N:8183100 E:623950)  
GABRO (DIQUE) C/ TEXTURA AINDA PRESERVADA, GRAO MEDIO  
ROCHA: 400-DIABASIO  
minerais: LABRA40% PIGE030% OPACO 5%  
02-2MW-0401 (16 25 36 S 49 50 17 W UTM:22 N:8183500 E:624075)  
GRANODIORITO GNAISSICO; XENOLITOS BIOTITICOS E DE ANFIBOLITO  
ESTIRADOS - NS35W A N20E30NW  
02-2MW-0402 (16 26 41 S 49 50 44 W UTM:22 N:8181500 E:623250)  
TALCO XISTO; CAVIDADES(MAGNESITA)XIST:N25E35NW; ASSOCIADO  
OCORRE ANFIBOLITO FINO (METBASALTO)  
02-2MW-0403 (16 26 50 S 49 50 54 W UTM:22 N:8181250 E:622950)  
BIOT MAGNESITA?(CAVIDADES) ANFIBOLITO, MEDIO/FINO; BANDAS MM  
02-2MW-0404 (16 27 55 S 49 51 26 W UTM:22 N:8179250 E:622000)

MU BI G(CLORITIZADA) GNAISSE FINO;"CAMADA" BIOTITITO SEM  
XISTOSIDADE (BIOTITIZACAO DE DIQUE ULTRAMAFICA?) - N60W30NE  
PERCURSO OU LOCAL: CORREGO DOS ANTONIOS - PROXIMO A CAPELINHA  
02-2MW-0405 (16 21 48 S 49 50 38 W UTM:22 N:8190500 E:623500)  
GRANADA LEPTINITO C/MINERAIS MUSCOVITIZADOS;TEXTURA MILONIT.  
COM ESTEIRA CATACLASTICA LIN EW EM PLANOS MILONITICOS SUBH  
ROCHA: 405-GRANADA LEPTINITO SERICITIZADO/MILONITIZADO  
minerais: QZ40% SERIC30% GRANA25% OPACO ANATA CLORI  
PERCURSO OU LOCAL: AVELINOPOLIS - MACACAO DOS CORREIAS - BAIRRO DOS GOMES  
02-2MW-0406 (16 25 05 S 49 48 33 W UTM:22 N:8184450 E:627150)  
GRANADA LEPTINITO MACICO C/ PORCOES GRANATIFERAS; MUSCOVITIZ  
02-2MW-0407 (16 25 05 S 49 49 09 W UTM:22 N:8184450 E:626100)  
ACTINOLITITO XISTO METAULTRAMAFICA  
ROCHA: 407-ACTINOLITITO XISTO  
minerais: ACTIN95% CCLOR 2% RUTIL EPIDO  
02-2MW-0408 (16 25 14 S 49 49 15 W UTM:22 N:8184174 E:625900)  
METADIORITO GNAISSICO C/PEGMATITOS ENGBLOBA GNAISSE FINO  
ROCHA: 408-EPIDOTO BIOTITA ANFIBOLITO METADIORITO  
minerais: ANDES40% HORNB20% EPIDO16% BIOTI15% TITAN 2% APATI  
ANATA  
02-2MW-0409 (16 25 15 S 49 49 05 W UTM:22 N:8184150 E:626200)  
ANFIBOLITO COM NIVEL DE METACHERT - TENDE A N30W55NE  
ROCHA: 409-EPIDOTO ANFIBOLITO FINO (METABASALTO)  
minerais: HORNB70% ANDES15% EPIDO10% TITAN 3% OPACO 1%  
02-2MW-0410 (16 25 00 S 49 49 37 W UTM:22 N:8184600 E:625250)  
MARMORE BANDAS: N25W20SW  
02-2MW-0411 (16 25 07 S 49 49 54 W UTM:22 N:8184400 E:624750)  
GRANITO GNAISSEFICADO; RAROS XENOLITOS PEQUENOS E ESTIRADOS  
FOLIACAO N30W50SW  
02-2MW-0412 (16 24 35 S 49 51 41 W UTM:22 N:8185400 E:621600)  
GRANITO CINZA MEDIO/GROSSO C/FENOCR. OR ESPARSOS C/ATE 1 CM  
02-2MW-0413 (16 24 05 S 49 50 59 W UTM:22 N:8186300 E:622850)  
ANFIBOLITO METADIORITO PORFIRICO C/ XENOLITOS; SULFETADO  
ROCHA: 413-METAGABRO  
minerais: HORNB45% ANDES35% EPIDO13% OPACO 3%  
02-2MW-0414 (16 23 49 S 49 50 54 W UTM:22 N:8186800 E:623000)  
MARMORE - N60W75SW  
PERCURSO OU LOCAL: ESTRADA PALMITAL - RODRIGUES  
02-2MW-0415 (16 23 04 S 49 47 50 W UTM:22 N:8188150 E:628450)  
G HORNB(LENTE)PLAG GNAISSE A ANFIBOLITO; META ANORTOSITO?  
COR CLARA; MICA BRANCA (MARGARITA?) BANDAS N60W50SW  
02-2MW-0416 (16 22 49 S 49 47 28 W UTM:22 N:8188600 E:629100)  
TREMOLITITO FIBRO RADIADO(PIROX.SUBVULCANICO?);TALCIFICACAO  
02-2MW-0417 (16 23 18 S 49 47 23 W UTM:22 N:8187700 E:629250)  
TALCITO ASSOCIADO C/BIOT MUSCOV XISTO E ANFIBOLITO ALTERADO  
02-2MW-0418 (16 23 30 S 49 47 08 W UTM:22 N:8187350 E:629700)  
ANFIBOLITO (C/ OPX?) NO TOPO DO MORRO  
ROCHA: 418-HORNBLENDITITO (METAPIROXENITO) CATACLASTICO  
minerais: HORNB96% CCLOR 2% OPACO  
02-2MW-0419 (16 23 44 S 49 46 51 W UTM:22 N:8186900 E:630200)  
G ANFIBOLITO MED GROSSO GRADA P/METAGABRO/DIORITO PORFIRICO  
ROCHA: 419-EPIDOTO MARGARITA ANFIBOLITO (METADIORITO)  
minerais: ANDES45% HORNB35% MARGA 7% QZ 5% EPIDO 5%  
02-2MW-0420 (16 24 38 S 49 46 29 W UTM:22 N:8185250 E:630850)  
ANFIBOLITO MEDIO BANDADO MM/CM  
02-2MW-0421 (16 24 49 S 49 46 51 W UTM:22 N:8184900 E:630200)  
DIORITO GNAISSEFICADO; RAROS XENOLITOS PEQUENOS; FASES PGM  
TAMBEM GNAISSEFICADAS; -> 200M: TREMOLITITO (DIQUE PIROXEN?)  
ROCHA: 421-BIOTITA ANFIBOLITO - METAGABRODIORITO  
minerais: ANDES50% HORNB30% BIOTI10% QZ 6% EPIDO  
02-2MW-0422 (16 25 02 S 49 46 54 W UTM:22 N:8184500 E:630100)  
GNAISSE GRANITOIDE CLARO C/ FLECKS DE BIOTITA  
PERCURSO OU LOCAL: ANICUNS - SALGADO - FZ.SANTA ROSA - FZ.BAIXA FRIA  
02-2MW-0423 (16 23 30 S 49 57 07 W UTM:22 N:8187450 E:611950)

MUSC QZ XISTO FILONITIZADO; OCORRE EM BLOCOS  
ROCHA: 423-MUSCOVITA QUARTZO XISTO  
minerais: QZ70% MUSC025% BIOTI 2% OPACO 1% TURMA

02-2MW-0424 (16 22 53 S 49 57 04 W UTM:22 N:8188600 E:612050)  
FILONITO (SERIC,CLOR,GRAN..) TIPO MIL FOLHAS - CONCENTRACOES  
SERIC -> KF; ORIGEM : GRANITO?? FOL.MILON:N5E50NW

02-2MW-0425 (16 23 30 S 49 56 36 W UTM:22 N:8187450 E:612850)  
MUSCOVITA XISTO CINZA - SOLOS TIPO CALCARIO

02-2MW-0426 (16 18 37 S 49 55 47 W UTM:22 N:8196450 E:614350)  
BIOT GNAISSE FINO (META MICROTONALITO??)CONTATO METACHERT  
BANDAS HEMATITICAS E BANDAS MANGANESIFERAS - VULCANISMO  
ACIDO DO GREENSTONE BELT ?

ROCHA: 426-GRANADA GNAISSE FINO GRANODIORITICO CATACLAST  
minerais: OLIG035% QZ30% MC15% BIOTI 6% EPIDO 5% MUSCO 3%  
GRANA 1%

02-2MW-0427 (16 19 16 S 49 56 07 W UTM:22 N:8195250 E:613750)  
MONOLITO DE METADIORITO COM XENOLITOS MAIS BASICOS,MEDIO

02-2MW-0428 (16 19 37 S 49 56 19 W UTM:22 N:8194600 E:613400)  
METACHERT E TRANSICAO P/GNAISSE; MATAcoes DE META QZ-SIENITO

ROCHA: 428A-PIROXENIO DIORITO BIOTITIZADO  
minerais: ANDES55% BIOTI20% PIROX10% QZ 5% OPACO 1%

02-2MW-0429 (16 19 45 S 49 56 44 W UTM:22 N:8194350 E:612650)  
METACHERT A CALCISSILICATICA C/ GRANADA E FELDSP;SULFETADA

ROCHA: 429-HORNFELS ? OU GRANULITO FINO / METATUFO?  
minerais: LABRA40% HIPER15% QZ15% DIOPS15% HORNB 5% OPACO 4%  
BIOTI 3%

02-2MW-0430 (16 20 10 S 49 56 51 W UTM:22 N:8193600 E:612450)  
METACHERT E VEIO DE QZ SACAROIDE BRECHADO

02-2MW-0431 (16 20 49 S 49 57 46 W UTM:22 N:8192400 E:610800)  
MUSC QZ XISTO E QUARTZITO FRIAVEL C/ FE E MN:BIF; N30E45NW  
PERCURSO OU LOCAL: ITAUCU - VICENTES - FZ. TAQUARA-ORDALIA

02-2MW-0432 (16 15 20 S 49 39 08 W UTM:22 N:8202300 E:644000)  
GRANADA SILLIM LEPTINITO; ASSOCIADO GRANULITO MAFICO ANFIBOL  
EM BOUDINS; 900M ADIANTE: FILONITIZADO COM FOL N40E35NW

ROCHA: 432-(CIAN,ESTAU)GRANADA GNNAISSE SERICITIZADO  
minerais: SERIC35% QZ30% GRANA25% ANATA 5% CLORI 5% CIANI  
ESTAU

02-2MW-0433 (16 15 53 S 49 39 33 W UTM:22 N:8201300 E:643250)  
MORRO C/ GNAISSE QZ-DIORITICO, HOMOGNEO; NO TOPO: FACIES  
MIGMATITICA (BRECHA?);VEIOS PGM MUSCOVIT. CORTAM LEPTINITO

ROCHA: 433-MUSCOVITA BIOTITA PLAGIOCLASIO GNAISSE  
minerais: OLIG045% QZ25% BIOTI 8% MUSCO 8% EPIDO 5% TITAN 4%  
APATI OPACO ZIRCA

02-2MW-0434 (16 14 11 S 49 42 16 W UTM:22 N:8204450 E:638450)  
GRANULITO PARCIALM. ANFIBOLITIZADO

ROCHA: 434-QZ CPX LABRADORITA GRANULITO  
minerais: LABRA40% DIOPS30% QZ20% EPIDO 4% TITAN 3% APATI

02-2MW-0435 (16 14 23 S 49 42 17 W UTM:22 N:8204100 E:638400)  
BIOTITA GNAISSE QZ DIORITICO FOLIACAO N50W45SW

ROCHA: 435-GNAISSE QZ DIORITITICO CATACLASTICO  
minerais: ANDES65% QZ15% BIOTI11% HORNB 4% GRANA 1% OPACO  
TITAN APATI

ROCHA: 435B-HORNFELS CALCIOSSILICATICO  
minerais: HORNB40% GRANA25% QZ15% BITOW10% OPACO 5% BIOTI  
TITAN

02-2MW-0436 (16 14 24 S 49 42 29 W UTM:22 N:8204050 E:638050)  
ANFIBOLITO FINO/MEDIO XISTIFICADO A MACICO; META GABRO A  
METAGABRO-DIORITO

ROCHA: 436A-HORNB BIOT GNAISSE QZ DIORITICO MILONITIZADO  
minerais: ANDES35% QZ20% BIOTI20% HORNB17% CARBO 1% OPACO  
EPIDO APATI

ROCHA: 436B-DIOPSIDIO HORNBLENDA BIOTITA GNAISSE CATACLAS  
minerais: HORNB20% ANDES18% QZ17% BIOTI15% KF15% EPIDO 7%  
DIOPS 3% ESCAP 2% TITAN 1% CARBO

02-2MW-0437 (16 13 49 S 49 42 51 W UTM:22 N:8205150 E:637400)  
 METAGABRO-DIORITO:G BI ANFIBOLITO MIGMATIZADO; DOBRAS EM  
 BAINHA:40N60W; XISTOSIDADE MILONIT:N30W45SW  
 ROCHA: 437-DIOPSIDIO BIOT. ANFIBOLITO (METAMONZODIORITO  
 minerais: ANDES40% KF35% BIOTI15% HORNB 8% EPIDO 3% DIOPS 2%  
 ZIRCA OPACO APATI TITAN

02-2MW-0438 (16 13 41 S 49 43 25 W UTM:22 N:8205400 E:636400)  
 TECTONITO MIGMATIZADO COM CLASTOS DM A M DE METABASITOS EM  
 BOLAS E RAFTS (ANTIGOS GRANULITOS?) ANFIBOLICOS; IMPORTANTE  
 FAIXA DE TRANSCORRENCIA WNW-ESE SN:N60W MEDIO SW; INDICADOR  
 CINEMATICO = DEXTROGIRA (CONTRARIA AO TREND REGIONAL)  
 PERCURSO OU LOCAL:ARACU - FZ. STA TEREZINHA - CORREGO FUNDO

02-2MW-0439 (16 21 55 S 49 41 12 W UTM:22 N:8190200 E:640250)  
 G BI GNAISSE CATACLASTICO BANDAS EM SIGMOIDES E CONTORNANDO  
 BOUDINS MAFICOS; INJEcoes QZ-FELDSPATICAS GNAISSEFICADAS

02-2MW-0440 (16 22 19 S 49 41 21 W UTM:22 N:8189450 E:640000)  
 "MIGMATITO" (=PONTO 438) MILONITIZACAO COM CLASTOS ESFERICOS  
 ATE DECIMETROS ("BOLAS") DE ANFIBOLITO; HIPOTeseS:1)DIQUES  
 MAFICOS;2)XENOLITOS; 3)MIGMATITOS RETRABALHADOS. FACIES  
 PORFIROCLASTICO FOL. N35W45NE C/ESTEIRA CATACL.N50W(NW->SE)  
 ROCHA: 440A-GNAISSE GRANODIORITICO MILONITIZADO  
 minerais: ANDES40% QZ25% KF15% BIOTI10% EPIDO 5% MUSCO 1%  
 APATI 1%

02-2MW-0441 (16 22 31 S 49 41 31 W UTM:22 N:8189100 E:639700)  
 ANFIBOLITO METADIORITO; BANDADO A MACICO TENDE EW10N

02-2MW-0442 (16 23 04 S 49 41 05 W UTM:22 N:8188065 E:640450)  
 HO BI GNAISSE (TIGRADO) PARTES MAIS MAFICAS(XENOLITOS?) E  
 BIOTITA GNAISSE MILONITICO - N80E60NW

02-2MW-0443 (16 23 13 S 49 41 22 W UTM:22 N:8187800 E:639950)  
 GNAISSE QZ DIORITICO HOMOG.C/LENTEs MAFICAS(XENOLITOS) C/  
 FASES QZ-FELDSPATICAS(GRANITO OU MIGMA?) POUco FOLIADAS

02-2MW-0444 (16 23 47 S 49 41 39 W UTM:22 N:8186750 E:639450)  
 QZ DIORITO GNAISSEFICADO;RAROS XENOLITOS/AUTOLITOS; FASES  
 ANATEXICAS FINAS QZ F BI E PEGMATITICAS CORTAM FOLIACAO

02-2MW-0445 (16 24 18 S 49 41 13 W UTM:22 N:8185800 E:640200)  
 GNAISSE QZ DIORITICO(BOULDERS) E PEGMATITOS C/MUSCOVITA  
 RAROS XENOLITOS/AUTOLITOS; FASES ANATEXICAS OCASIONAIS

02-2MW-0446 (16 24 17 S 49 41 57 W UTM:22 N:8185850 E:638900)  
 BI MU QZ XISTO (FILONITO?);ROLADO ANFIBOLITO E M-CHERT/VEIO?

02-2MW-0447 (16 24 54 S 49 41 55 W UTM:22 N:8184700 E:638950)  
 GNAISSE MILONITIZADO PORFIROCLASTICO;G C/ESTEIRA CATACLASTI

02-2MW-0448 (16 25 07 S 49 41 32 W UTM:22 N:8184300 E:639650)  
 ANFIBOLITO MACICO ->METAGABRO ALTERADO, MEDIO/GROSSO

02-2MW-0449 (16 25 04 S 49 41 20 W UTM:22 N:8184400 E:640000)  
 ACTINOLITITO E ACTIN XISTO (METAPIROXENITO?) PIRITA 2MM

02-2MW-0450 (16 25 08 S 49 41 10 W UTM:22 N:8184250 E:640300)  
 GNAISSE QZ DIORITICO C/ >2M ANFIBOLITO MEDIO/FINO(XENOLITO?)

02-2MW-0451 (16 25 25 S 49 40 51 W UTM:22 N:8183750 E:640850)  
 BI HO GNAISSE (QZ DIORITO)E BI MU QUARTZITO FELDSP.C/MAGNET.  
 HO XISTO E META-HORNFELS? A EPIDOTO,HO,PX?  
 ROCHA: 451-BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE (QZ-DIORITO ?)  
 minerais: BIOTI HORNB

ROCHA: 451B-BIOTITA MUSCOVITA QUARTZITO FELDS C/MAGNETITA  
 minerais: QZ BIOTI MUSCO MT

02-2MW-0452 (16 24 59 S 49 42 12 W UTM:22 N:8184550 E:638450)  
 HO BI GNAISSE GROSSEIRO E PORFIROCLASTICO.FOL.MIL:N75E40NW  
 LINEACAO ESTEIRA CATACLASTICA:40N60W

ROCHA: 452-AUGEN GNAISSE PORFIROCLASTICO

02-2MW-0453 (16 25 09 S 49 42 07 W UTM:22 N:8184250 E:638600)  
 GRANADA BIOTITA GNAISSE E HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICOS

ROCHA: 453-GRANADA BIOTITA GNAISSE C/ HORNBLENDA  
 minerais: GRANA BIOTI HORNB QZ FELDS

02-2MW-0454 (16 25 28 S 49 42 27 W UTM:22 N:8183650 E:638000)  
 AUGEN GNAISSE CATACL/MILONITICO GRANATIFERO = 453



ROCHA: 454-GNAISSE FACOIDAL GRANATIFERO  
 minerais: GRANA QZ FELDS

02-2MW-0455 (16 25 59 S 49 41 43 W UTM:22 N:8182700 E:639300)  
 META: GABROS, ANORTOSITOS, PIROXENITOS EM TODAS AS TRANSICOES  
 PROVAVEIS CAMADAS IGNEAS E DIQUE (PIROXENITO) METAMORFISADOS  
 ROCHA: 455A-METAGABRO PLAGIOCLASICO  
 ROCHA: 455C-HORNBLENDA ACTINOLITITO - METAPIROXENITO  
 ROCHA: 455D-METANORTOSITO

02-2MW-0456 (16 26 15 S 49 41 09 W UTM:22 N:8182200 E:640300)  
 GNAISSE GRANATIFERO; BANDAS LENTIFORMES->XENOLIT. ESTIRADOS?  
 "NIVEIS" M-GABRO/DIABASIO (XENOL?) ANFIBOLITICOS SULFETADOS  
 FZ STA TEREZINHA - FOLIACAO/BANDAS EW15N CATACLASTICA  
 APOS PONTE: ANFIBOLITO (M-GABRO); SISTEMA DE FOLIACOES S-C  
 INDICA PROVAVEL FALHAMENTO LISTRICO P/NORTE (REBOUND?)  
 ROCHA: 456A-BIOT MUSCOV GRANADA QUARTZO ANFIBOLITO  
 minerais: ANDES45% GRANA20% HORNB 8% MUSCO 7% BIOTI 4% RUTIL 3%  
 QZ EPIDO

02-2MW-0457 (16 27 04 S 49 41 01 W UTM:22 N:8180700 E:640550)  
 METANORTOSITO (ANFIBOLITO BRANCO C/MANCHAS DE HO) GRANUL.GROS  
 ROLADOS MUITA ILMENITA/MAGNETITA; LINEACAO 40N40W IRREGULAR  
 ROCHA: 457-METANORTOSITO E BOLSOES DE ILMENITA  
 minerais: HORNB PLAGI ILMEN

02-2MW-0458 (16 26 49 S 49 41 02 W UTM:22 N:8181150 E:640500)  
 ACTINOLITITO E TALCITO ALTERADOS; NA ESTRADA  
 ROCHA: 458-ACTINOLITITO E TALCITO  
 minerais: TALCO ACTIN

PERCURSO OU LOCAL: ARACU - FZ. MARAVILHA - CACHOEIRA - AVELINOPOLIS

02-2MW-0459 (16 21 30 S 49 41 11 W UTM:22 N:8190950 E:640300)  
 BI GNAISSE MILONITICO FACOIDAL; LIN:10N40W VERGENCIA P/ SE  
 ROCHA: 459-BIOTITA GNAISSE MILONITICO FACOIDAL

02-2MW-0460 (16 22 18 S 49 41 49 W UTM:22 N:8189500 E:639150)  
 GRANITO C/XENOLITOS DE ANFIBOLITOS MILONITIZ/CATACLASADOS  
 MISTURA DE DIVERSAS FASES "GRANITICAS" DE "AUGEN" A ISOTROPA  
 SIN A POS CINEMATICA; DOBRAS C/EIXO 10N35E VERGENCIA P/ SE  
 ROCHA: 460-GRANITO GNAISSEFICADO C/XENOLITOS MAFICOS  
 ROCHA: 460B-GRANADA BIOTITA ANFIBOLITO

02-2MW-0461 (16 23 38 S 49 43 17 W UTM:22 N:8187050 E:636550)  
 GNAISSE FINO C/BANDAS/LENTE ANFIBOLITICAS.CATACLASTICO?  
 FASES PGM GNAISSICAS; GRANITICAS AUGEN; FOL:N70E10NW; LIN:N40W  
 ROCHA: 461-GNAISSE FINO C/BANDAS ANFIBOLITICAS

02-2MW-0462 (16 24 06 S 49 43 13 W UTM:22 N:8186200 E:636650)  
 AUGEN GNAISSE CATACLASTICO; FASES TARDICINEMATICA DE GRANITO  
 EM BOLSOES .FOL.N80W25NE; LIN.ESTEIRA CATACL: 20N50W  
 ROCHA: 462-AUGEN GNAISSE FACOIDAL CATACLASTICO

02-2MW-0463 (16 24 02 S 49 42 56 W UTM:22 N:8186300 E:637150)  
 MUSC QUARTZITO SACAROIDE E FILONITO DE GNAISSE ALTERADO;  
 ANFIBOLITO C/GRANADA E XISTO VERDE (461 FILONITIZADO??)  
 ROCHA: 463A-FILONITO ACIDO DERIVADO DE GNAISSE  
 ROCHA: 463B-GRANADA ANFIBOLITO MILONITIZADO  
 minerais: GRANA HORNB PLAGI

02-2MW-0464 (16 24 14 S 49 43 43 W UTM:22 N:8185950 E:635750)  
 G BI AUGEN GNAISSE FACOIDAL; FASES ANFIBOLICAS LOCALIZADAS  
 XISTOSIDADE TENDE N70E15NW; LIN.10N50W  
 ROCHA: 464-GRANADA BIOTITA AUGEN GNAISSE CATACLASTICO

02-2MW-0465 (16 24 34 S 49 43 52 W UTM:22 N:8185350 E:635500)  
 GRANITO "DENTE DE CAVALO"; HORNBLENDA BIOTITA GRANITO A  
 QZ-MONZOSIENITO - VEIOS PEGM TARDIMAGMATICOS E VEIOS MAFICOS  
 INTRUSIVOS DENTRO DOS VEIOS PEGMATITICOS  
 ROCHA: 465-HORNBLENDA BIOTITA GRANITO "DENTE DE CAVALO"  
 minerais: OR50% QZ20% OLIGO20% BIOTI 5% HORNB 3% ZIRCA  
 ROCHA: 465A-GRANITO C/VEIO QUARTZO DIORITICO  
 minerais: ANDES40% HORNB30% BIOTI15% QZ10%

02-2MW-0466 (16 25 24 S 49 43 28 W UTM:22 N:8183800 E:636200)  
 HORNBLENDITO/ACTINOLITITO (METAPIROXENITO) E VEIO QZ SACAROIDE

ROCHA: 466-HORNBLENDITI/ACTINOLITITO E VEIO DE QUARTZO  
02-2MW-0467 (16 26 04 S 49 43 01 W UTM:22 N:8182550 E:637000)  
METANORTOSITO(ANFIBOLITO);ILMENO-RUTILITO DENTRO HORNBLENDITA  
NO RIO:ANORTOSITO C/PORFIROS ATE 10CM E XENOLITOS OU DIQUES  
OU CUMULADOS TRANSPORTADOS COMO BOLSOES  
ROCHA: 467-META ANORTOSITO SAUSSURITIZADO E URALITIZADO  
minerais: SAUSS75% HORNBL15% PARAG 5% CLORI 5% QZ 3% OPACO 2%  
ROCHA: 467A-DIORITO BLASTO MILONITICO  
minerais: ANDES55% BIOTI25% QZ 5% TITAN 3% EPIDO 3% APATI 2%  
ZIRCA OPACO  
02-2MW-0468 (16 26 52 S 49 43 53 W UTM:22 N:8181100 E:635450)  
BI GNAISSE FACOIDAL A MILONITICO;LOCALM. HO BIOTITIZ.GNAISSE  
PLANO MILONIT N30W SUBVERT  
ROCHA: 468-BIOTITA GNAISSE FACOIDAL A MILONITICO  
02-2MW-0469 (16 26 19 S 49 44 05 W UTM:22 N:8182100 E:635100)  
BI HO GNAISSE QZ DIORITICO;BANDADO BASICO/INTERMEDIARIO A  
MICACEO->FILONITIZACAO TENDE N30E45NW  
ROCHA: 469-GNAISSE QUARTZO-DIORITICO  
minerais: GRANA BIOTI HORNBL PLAGI QZ KF  
ROCHA: 469A-GRANADA ANFIBOLITO (BANDAS/ XENOLITOS?)  
minerais: GRANA HORNBL PLAGI  
02-2MW-0470 (16 26 08 S 49 44 05 W UTM:22 N:8182450 E:635100)  
BI AUGEN GNAISSE FACOIDAL A MILONITICO. C:N30W20SW LEVOGIRO  
02-2MW-0471 (16 27 21 S 49 44 23 W UTM:22 N:8180200 E:634550)  
BLOCOS DE MAGNETITITO ROLADOS NA ESTRADA  
ROCHA: 471-MAGNETITITO NA ESTRADA  
02-2MW-0472 (16 27 41 S 49 44 43 W UTM:22 N:8179600 E:633950)  
ANFIBOLITOS ESTROMATICOS C/ENCLAVES ESFERICOS DECIMETRICOS  
DE ANFIBOLITITO ENVOLVIDO POR MATERIAL GRANITICO TALVEZ  
SINTECTONICO (HIBRIDIZACAO MAGMATICA OU MIGMATITICA?)  
(ASSOCIADO AO MAGMATISMO DO COMPLEXO SANTA BARBARA?)  
BANDAMENTO IRREGULAR TENDE A N20E30NW  
ROCHA: 472-ANFIBOLITO(BANDAS/BOUDINS)INJETADO P/GRANITO  
PERCURSO OU LOCAL: AVELINOPOLIS - PALMITAL - ALVES  
02-2MW-0473 (16 25 27 S 49 48 13 W UTM:22 N:8183750 E:627750)  
"MIGMATITO" C/PALEOSSOMA G,MU,BI,F,(QZ) DE GRAO MED,EQUIGRAN  
CORTADO POR FASES PEGM;CHARNEIRAS QF:10N50W  
ROCHA: 473-GRANADA PLAGIOCLASIO GNAISSE BLASTOMILONITICO  
minerais: ANDES45% QZ25% BIOTI10% GRANA10% MUSCO 5% EPIDO 3%  
02-2MW-0474 (16 25 16 S 49 48 16 W UTM:22 N:8184100 E:627650)  
BIOTITA ANFIBOLITO MED/GROSSO - METAGABRO; HOMOGNEO  
ROCHA: 474-BIOTITA HORNBLENDITA DIOPSIDIO METADIORITO  
minerais: DIOPS20% HORNBL20% BIOTI15% ANDES15% KF10% QZ 8%  
EPIDO  
02-2MW-0475 (16 24 56 S 49 48 18 W UTM:22 N:8184700 E:627600)  
"MIGMATITO" = 473 MUITO MICACEO E GRANATIFERO;N10EFRACONW  
ROCHA: 475-MIGMATITO OU BRECHA DE CUPOLA GABROICA?  
minerais: BIOTI GRANA QZ FELDS  
02-2MW-0476 (16 23 43 S 49 48 37 W UTM:22 N:8186950 E:627050)  
METACHERT A GRANADA E HORNBLENDITA, LOCALMENTE FERRUGINOSO  
LEMBRA G QUARTZITO GRANULITICO BANDAS:N60W25SW  
ROCHA: 476-GRANADA APATITA HORNBLENDITA QUARTZITO  
minerais: QZ85% HORNBL10% APATI 3% GRANA 1% BIOTI OPACO  
EPIDO  
ROCHA: 476A-GRANADA HORNBLENDITA QUARTZITO (METACHERT)  
minerais: QZ75% HORNBL15% GRANA 6% APATI 1% OPACO  
02-2MW-0477 (16 23 33 S 49 48 20 W UTM:22 N:8187250 E:627550)  
MIGMATITO: PALEOSSOMA DIORITICO? MEDIO/FINO E MICACEO  
VARIA P/HO GNAISSE AUGEN MILONITICO.FOL:N80W20SW LEVOGIRO  
ROCHA: 477-HORNBLENDITA GNAISSE AUGEN MILONITICO  
02-2MW-0478 (16 23 27 S 49 48 10 W UTM:22 N:8187450 E:627850)  
GRANADA AUGEN MILONITO GNAISSE FACOIDAL (KF->4CM;G->2CM)  
FOLIACAO MILON:2W30S;LIN CATACLASTICA S60E LEVOGIRA  
ROCHA: 478-AUGEN GRANADA HORNBL BIOTITA GNAISSE

minerais: OLIGO35% QZ20% MC15% BIOTI15% EPIDO 7% GRANA 4%  
 HORN 2% TITAN ZIRCA OPACO  
 02-2MW-0479 (16 22 52 S 49 47 50 W UTM:22 N:8188500 E:628450)  
 "MIGMATITO" BI,G GNAISSE MICACEO N70E40SE  
 ROCHA: 479-MIGMATITO GIOT GNAISSE MICACEO]  
 02-2MW-0480 (16 22 43 S 49 47 38 W UTM:22 N:8188800 E:628825)  
 GNAISSE BLASTO MILONITICO C/PORFIROBL DE GRANADA("PEREBAS")  
 ROCHA: 480-GNAISSE BLASTO MILONITICO (PEREBENTO)  
 minerais: GRANA MUSCO BIOTI QZ FELDS  
 02-2MW-0481 (16 22 31 S 49 47 28 W UTM:22 N:8189150 E:629100)  
 "MIGMATITO"-BI G GNAISSE DE COMPOSICAO INTERMEDIARIA;CATACL.  
 LINEACAO SUBH N60W  
 ROCHA: 481-MIGMATITO DE COMPOSICAO INTERMEDIARIA  
 minerais: BIOTI GRANA  
 02-2MW-0482 (16 22 19 S 49 47 17 W UTM:22 N:8189525 E:629450)  
 TALCOXISTO C/SERPENTINA E ACTINOLITA - METAULTRAMAFICA  
 ROCHA: 482-TREM CLORITA MAGNES SERP TALCITO (METADUNITO?)  
 minerais: TALCO55% SERPE25% MAGNS10% CLORI 5% TREMO 2% OPACO 1%  
 PERCURSO OU LOCAL: ARACU - RODRIGUES - FZ.PARAISO -RETIRO AGUA CLARA -  
 ORDALIA  
 02-2MW-0483 (16 24 26 S 49 46 19 W UTM:22 N:8185600 E:631125)  
 CLORITA ACTINOLITA/HORNBLENDA XISTO HOMOGNEO BEM XISTOSO  
 DIQUE PLUG ? DE METAPIROXENITO?  
 ROCHA: 483-CLORITA ACTINOLITA XISTO  
 minerais: ACTIN85% CCLOR13% OPACO RUTIL  
 02-2MW-0484 (16 23 09 S 49 44 37 W UTM:22 N:8187950 E:634175)  
 "MIGMATITO"C/BOUDINS 20CM->1M MAFICOS DE ANFIBOLITO MED/GROS  
 NEOSSOMA BANDAS ESTROMATICO MUITO ALUMINOSO G BI MU F Q  
 FOL N70E10NW; LIN BOUDINS SUBH N45W  
 ROCHA: 484-MIGMATITO C/"BOUDINS" MAFICOS  
 02-2MW-0485 (16 22 53 S 49 44 58 W UTM:22 N:8188450 E:633550)  
 METACHERT MN ->GRANATITO/ACTINOLITA E QZ HEMATITA  
 G MU BI (FILONITO?) XISTO FELDSPATICO (LEPTINITO RETRO???)  
 ROCHA: 485-METACHERT MANGANESIFERO  
 minerais: GRANA QZ HEMAT ACTIN  
 ROCHA: 485A-GRANADA MUSC BIOT XISTO FELDSPATICO/FILONITO]  
 minerais: GRANA MUSCO BIOTI FELDS QZ  
 02-2MW-0486 (16 22 39 S 49 45 10 W UTM:22 N:8188900 E:633200)  
 GNAISSE FINO Q F BI MU FASES PGM PTIGMATICAS  
 ROCHA: 486-GNAISSE FINO C/VEIOS PTIGMATICOS  
 minerais: MUSCO BIOTI QZ FELDS  
 02-2MW-0487 (16 21 46 S 49 45 04 W UTM:22 N:8190525 E:633375)  
 REGOLITO DE ROCHA HOMOGNEA SEM XISTOSIDADE (G LEPTINITO?)  
 ROCHA: 487-GRANADA LEPTINITO  
 minerais: GRANA  
 02-2MW-0488 (16 19 49 S 49 45 19 W UTM:22 N:8194100 E:632950)  
 G BI GNAISSE E G BI ANFIBOLITO FOL: EW 75S  
 ROCHA: 488-PX BIOTITA HORNBL PLAGIOC GNAISSE GRANULITIZA  
 minerais: ANDES50% QZ15% HORN15% BIOTI10% CPX 5% OPACO  
 02-2MW-0489 (16 20 05 S 49 44 57 W UTM:22 N:8193600 E:633600)  
 G BI GNAISSE PORFIROCLASTICO  
 ROCHA: 489-AUGEN GNAISSE PORFIROCLASTICO  
 minerais: GRANA BIOTI QZ FELDS  
 02-2MW-0490 (16 19 36 S 49 45 31 W UTM:22 N:8194500 E:632600)  
 METAGABRO MEDIO FOLIACAO RUIM TRANSICAO P/GRANULITO?  
 ROCHA: 490-GABRO NORITO GRANULITIZADO E ANFIBOLITIZADO  
 minerais: LABRA60% HORN25% OPX 8% OPACO 5%  
 02-2MW-0491 (16 19 12 S 49 45 43 W UTM:22 N:8195250 E:632250)  
 REGOLITO C/RESTOS DE GRANULITO MAFICO FINO E LEPTINITO  
 ROCHA: 491-GRANULITO MAFICO  
 minerais: BITOW55% HIPER40% BIOTI 2% HORN 1% OPACO 1%  
 ROCHA: 491A-METABASITO - XISTO VERDE DIAFTORETICO  
 minerais: AB35% ACTIN30% EPIDO30% ANATA 4%  
 02-2MW-0492 (16 19 02 S 49 45 52 W UTM:22 N:8195550 E:632000)

G LEPTINITO MUITO FINO E QZ FLASER  
ROCHA: 492-GRANADA LEPTINITO  
minerais: GRANA QZ FELDS  
02-2MW-0493 (16 18 54 S 49 45 54 W UTM:22 N:8195800 E:631925)  
TALCOXISTO, TALCITO/VEIOS DE ASBESTO TALCIFICADO CROSS FIBB.  
ROCHA: 493-TALCITO A TALCO-XISTO  
minerais: TALCO  
02-2MW-0494 (16 18 51 S 49 45 50 W UTM:22 N:8195900 E:632050)  
GABRO GRANULITIZADO E ANFIBOLITIZADO (RETRO?)  
ROCHA: 494-GABRO GRANULITIZADO PARCIAL ANFIBOLITIZACAO  
minerais: LABRA60% HORNB20% OPX10% CPX 5% OPACO 5%  
ROCHA: 494A-METAGABRO URALITIZADO/SAUSSURITIZADO  
minerais: HORNB35% EPID025% MARGA 5% ANATA 2% OPACO 1%  
02-2MW-0495 (16 18 41 S 49 45 22 W UTM:22 N:8196200 E:632900)  
CONTATO SOLO BASICO E ACIDO C/G (->BI) LEPTINITO:EW25N  
LINEACAO N80W DEXTROGIRA??  
ROCHA: 495-LEPTINITO FINO  
minerais: GRANA BIOTI  
02-2MW-0496 (16 18 26 S 49 45 07 W UTM:22 N:8196650 E:633325)  
LEPTINITO FINO C/ GRANADA BIOTITIZADA  
ROCHA: 496-GRANADA LEPTINITO FINO  
minerais: GRANA QZ FELDS BIOTI  
02-2MW-0497 (16 18 07 S 49 44 56 W UTM:22 N:8197250 E:633650)  
GRANULITO MAFICO (METAGABRO) URALITIZADO E SAUSSURITIZADO  
ROCHA: 497-GRANULITO MAFICO URALITIZADO/SAUSSURITIZADO  
02-2MW-0498 (16 18 02 S 49 44 43 W UTM:22 N:8197400 E:634050)  
CLORITA ACTINOLITITO E ORTOPIROXENITO MEDIO/GROSSO  
FOLIACAO TARDIA CLORITA/ACTINOLITA: N50W50NE  
ROCHA: 498-ORTOPIROXENITO PARCIAL URALITIZACAO  
minerais: OPX70% HORNB20% PLAGI 5% OPACO 2% CPX  
ROCHA: 498A-CLORITA ACTINOLITITO  
minerais: CLORI ACTIN  
02-2MW-0499 (16 17 10 S 49 44 47 W UTM:22 N:8199000 E:633925)  
GNAISSE C/FASES PGM E ANFIBOLITICAS  
ROCHA: 499-GNAISSE COM FASE PEGM E FASES ANFIBOLITICAS  
02-2MW-0500 (16 17 10 S 49 45 07 W UTM:22 N:8199000 E:633350)  
GRANULITO COM AUGENS E FORTE FOLIACAO, "CRUZADA" EM PARTE  
LADO DE ROCHA ISOTROPA, MEDIA/GROSSA, GABROICA BIOTITIZADA  
ROCHA: 500-GABRODIORITO GRANULITIZADO E RETROMETAMORFICO  
minerais: ANDES50% BIOTI25% QZ 8% GRANA 5% HIPER 4% HORNB 4%  
OPACO 2% APATI TURMA  
ROCHA: 500A-HIPERSTENIO BIOTITA GNAISSE MILONITIZADO  
minerais: ANDES50% QZ20% KF20% BIOTI 5% HIPER 3% APATI  
OPACO  
02-2MW-0501 (16 17 02 S 49 45 17 W UTM:22 N:8199225 E:633050)  
LEPTINITO COM GRANADA, QZ AZULADO EM FRAGMENTOS (BRECHA) E  
DOBRAS REDOBRADAS - ZONA DE FALHA! PROFUNDA - BLASTOMILONITO  
ROCHA: 501-GRANADA LEPTINITO BIOTITIZADO CATACLASTICO  
minerais: KF40% QZ33% OLIGO20% GRANA 5% BIOTI 2% OPACO  
02-2MW-0502 (16 15 34 S 49 44 15 W UTM:22 N:8201925 E:634900)  
GNAISSE MEDIO C/LENTE (XENOLITO?) BEM ESTIRADO DE ANFIBOLITO  
FOL N30W60SW  
ROCHA: 502-GNAISSE / LENTES(XENOL?)ANFIBOLITICAS  
02-2MW-0503 (16 15 16 S 49 44 28 W UTM:22 N:8202500 E:634525)  
BIOTITA GNAISSE CATACLASITO E ANFIBOLITO C/LIN 60N40W  
ROCHA: 503-CATACLASITO/BIOTITA GNAISSE  
ROCHA: 503B-MILONITO ANFIBOLITICO  
02-2MW-0504 (16 15 05 S 49 44 34 W UTM:22 N:8202825 E:634350)  
BI HO GNAISSE HOMOGENEO A BANDADO - METADIORITO  
ROCHA: 504-BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE HOMOGENEO  
minerais: HORNB PLAGI  
02-2MW-0505 (16 14 37 S 49 44 48 W UTM:22 N:8203700 E:633925)  
GNAISSE C/BANDAS ANFIBOLITICAS LENTICULADAS E BANDAS QF PGM  
ROCHA: 505-GNAISSE BANDADO ANFIBOLITICO/QUARTZO FELDSPAT

02-2MW-0506 (16 14 15 S 49 44 56 W UTM:22 N:8204375 E:633700)  
 METADIORITO MEDIO/GROSSO HOMOGENEIO; FOLIACAO N50W50SW  
 ROCHA: 506-METAGABRODIORITO  
 minerais: ANDES45% HORNB30% BIOTI 8% EPIDO 5% QZ 5% MUSCO 2%  
 OPACO APATI  
 PERCURSO OU LOCAL: ITAUCU - ORDALIA - FZ.BRASILIA - RETIRO MONJOLINHO

02-2MW-0507 (16 15 01 S 49 40 09 W UTM:22 N:8202900 E:642200)  
 CATACLASITOS E FILONITOS DE FASES QUARTZO-FELDSPATICAS  
 DERIVADOS DE FASES PGM EM PARTE ==--== ZONA DE FALHA  
 ROCHA: 507-CATACLASITOS ACIDOS

02-2MW-0508 (16 13 50 S 49 45 05 W UTM:22 N:8205125 E:633425)  
 BLOCOS GRANDES DE METADIORITO BLASTO-PORFIRITICO  
 HORNBLENDA EM CRISTAIS DE ATE UM CENTIMETRO  
 ROCHA: 508-EPIDOTO ANFIBOLITO  
 minerais: ANDES40% HORNB20% EPIDO15% QZ10% BIOTI 6% MUSCO 4%  
 OPACO 2%

02-2MW-0509 (16 14 43 S 49 45 42 W UTM:22 N:8203525 E:632325)  
 =CB-PT-590: GRANADA BIOTITA GNAISSE MEDIO;BLOCOS TOMBADOS  
 ROLADO ANFIBOLITO MEDIO/FINO ALTERADO; TRANSICAO GRANULITOS?  
 ROCHA: 509-GRANADA BIOTITA GNAISSE MEDIO  
 minerais: GRANA BIOTI QZ FELDS

02-2MW-0510 (16 14 38 S 49 46 29 W UTM:22 N:8203675 E:630950)  
 ANFIBOLITO FINO/MEDIO;EQUIDIMENSIONAL; GRANOBLASTICO  
 ROCHA: 510-ANFIBOLITO FINO/MEDIO

02-2MW-0511 (16 14 48 S 49 46 37 W UTM:22 N:8203375 E:630700)  
 GNAISSE FINO APLITOIDE = LEPTINITO C/BIOT E HORNB  
 FASES/BANDAS +DESENVOLVIDAS (ANATEXICAS);  
 SILLIM GRANADA QUARTZITO -> METACHERT OU METAFILONITO?  
 LEPTINITO OCORRE EM AFLORAMENTOS LIMITADOS  
 ROCHA: 511-GNAISSE FINO APLITOIDE ->CATACLASITO  
 minerais: QZ FELDS BIOTI HORNB  
 ROCHA: 511B-SILLIMANITA GRANADA QUARTZITO  
 minerais: SILLI GRANA QZ

02-2MW-0512 (16 14 47 S 49 46 48 W UTM:22 N:8203400 E:630375)  
 CATACLASITO QUARTZO FELDSPATICO; MULLIONS EM 40S70E  
 PROXIMO OCORREM FOLHAS GRANDES DE MALACACHETA NO CHAO  
 BIOTITA E MUSCOVITA RETRO  
 ROCHA: 512-CATACLASITO QUARTZO FELDSPATICO/ LEPTINITO?

02-2MW-0513 (16 14 04 S 49 47 26 W UTM:22 N:8204725 E:629250)  
 GRANADA LEPTINITO RETRO ->BIOTITA GNAISSE RESTOS GRANADA  
 ROCHA FOLIADA=BANDADA A MACICA;FINA A MEDIA/GROSSEIRA  
 POEIRA BRANCA DERIVADA DO SAIBRO DO LEPTINITO  
 ROCHA: 513-GRANADA-BIOTITA LEPTINITO  
 minerais: GRANA BIOTI QZ FELDS

PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - FZ.QUILOMBO - FZ.BARRO AMARELO

02-2MW-0514 (16 14 35 S 49 56 35 W UTM:22 N:8203875 E:612975)  
 GABRO URALITIZADO (DIORITICO?); GRAO MEDIO, SEM ESTRUTURAS  
 COROAS DE REACAO METAMORFICA JUNTO A ANTIGAS GRANADAS?  
 ROCHA: 514-GABRO SAUSSURITIZADO E URALITIZADO  
 minerais: HORNB20% SAUSS20% ACTIN10% QZ 5% CLORI OPACO

02-2MW-0515 (16 13 59 S 49 56 25 W UTM:22 N:8204975 E:613275)  
 FILONITO DE ROCHA MAFICA(GABRO?) CRENUADO KNICKS C/20N70W  
 PEQ.TRINCHEIRA PESQUISA: ROCHA CLOR/TALCO E FILONITO ACIDO  
 VEIOS QZ-FELDSP NA ROCHA ALTERADA - PESQ ESMERALDA ???  
 ROCHA: 515A-FILONITO DE ROCHA ACIDA  
 ROCHA: 515B-FILONITO CRENUADO DE ROCHA BASICA

02-2MW-0516 (16 13 51 S 49 56 29 W UTM:22 N:8205225 E:613175)  
 "XISTO" ALTERADO COR VERM.->FILONITO DE ROCHA ACIDA?  
 OLHOS/PORFIROCLASTOS RAROS NO MEIO DO "XISTO PODRE"  
 ROLADO LEPTINITO (516A) MUITO FINO, BRANCO RARAS GRANADAS  
 ALTERADAS =>LISTRAS DE BIOTITA FINA; SILLIMANITA???  
 ROCHA: 516A-LEPTINITO BRANCO FINO C/ PONTOS DE GRANADA  
 minerais: QZ FELDS GRANA  
 ROCHA: 516B-MILONITO MICROPORFIROCLASTICO

02-2MW-0517 (16 13 46 S 49 56 35 W UTM:22 N:8205400 E:613000)  
 ANFIBOLITO FILONITICO (METAGABRO?) +-515; FOL.N40W15SW  
 LIN.INDISTINTA MUSCOVITA SUBH-EW; LOCALM BANDAS BIOT E HORNB  
 ROCHA: 517-MILONITO ANFIBOLITICO DE GABRO ?

02-2MW-0518 (16 13 38 S 49 56 58 W UTM:22 N:8205650 E:612300)  
 FILONITOS DE ANFIBOLITO E DE ROCHA INTERMED.,+ALUMINOSA(MUSC  
 LOCALM.ROCHA FINA = XISTO 516 Mergulhos Fracos P/ SW  
 LINEACAO DE CRENULACAO 10N50W

02-2MW-0519 (16 13 28 S 49 56 43 W UTM:22 N:8205950 E:612750)  
 FILONITO ("XISTO PODRE" E "MIL FOLHAS" - N30W15SW  
 ROLADA: CALCIOSSILICATADA G,DIOP,PL,QZ (M-CHERT,HORNFELS?)  
 ROCHA: 519-FILONITO "MIL FOLHAS"  
 ROCHA: 519B-ROCHA CALCIOSSILICATICA  
 minerais: EPID035% GRANA20% ACTIN20% QZ15% TITAN 5% PLAGI 5%

02-2MW-0520 (16 13 30 S 49 56 36 W UTM:22 N:8205875 E:612975)  
 ROCHA HOMOGENEA,FOLIADA, VERDE/CINZA; HORNFELS,GREISENIZADO?  
 NODULOS(ATE 1CM) CLORITIZ. E MUSCOVITIZADOS GRANADA+ANDALUZ?  
 FOLIACAO TENDE A E-W Merg FRACO P/SUL  
 ROCHA: 520A-MILONITO  
 minerais: SERIC20% QZ20% CLORI15% EPIDO 8% MUSCO 5% GRANA 2%  
 ROCHA: 520B-MILONITO  
 minerais: QZ45% MUSCO10% GRANA 8% CLORI 7% SERIC EPIDO  
 OPACO PLAGI

02-2MW-0521 (16 13 26 S 49 56 31 W UTM:22 N:8206000 E:613100)  
 ROCHAS NODULOSAS E MUSCOVITICAS C/AUGENS (PORFIROCLASTOS) DE  
 FELDSPATO,GRANADA E(ANDALUZ,CORD,CIANITA? MUSCOVITIZADOS)  
 Mergulhos Fracos  
 ROCHA: 521-MILONITO  
 minerais: QZ50% MUSCO25% OPACO 5% SERIC 5% CLORI 1% TURMA 1%

02-2MW-0522 (16 13 19 S 49 56 28 W UTM:22 N:8206225 E:613200)  
 ANFIBOLITO FILONITIZADO (GABRO?); ASSOC. ROCHA C/NODULOS=521  
 HIPOTESE:BLASTO-MILONITOS PORFIROCLASTICOS DE CONTATO C/ OS  
 GABROS E GRANITOS.. - FOL MILONITICA EW15N C/VEIO QF TARDIO  
 ROCHA: 522-GABRO URALITIZADO E SAUSSURITIZADO  
 minerais: HORNB40% EPID035% QZ10% AB 5% SAUSS 5% TITAN 5%

02-2MW-0523 (16 13 17 S 49 56 22 W UTM:22 N:8206275 E:613375)  
 ANFIBOLITO FILONITIZADO  
 ROCHA: 523-ANFIBOLITO FILONITIZADO

02-2MW-0524 (16 13 36 S 49 56 14 W UTM:22 N:8205700 E:613600)  
 FILONITOS ACIDOS ALTERADOS  
 ROCHA: 524-FILONITO DE ROCHA ACIDA

02-2MW-0525 (16 13 42 S 49 56 17 W UTM:22 N:8205500 E:613525)  
 "BLASTO-MILONITOS" NODULOSOS E MUSCOVITIZADOS; PROVAVLMENTE  
 SAO,EM PARTE, LEPTINITOS RETROMETAMORFICOS  
 ROCHA: 525-MILONITO DE GRANADA LEPTINITO ?  
 minerais: QZ35% SERIC25% MUSCO15% GRANA10% CLORI 5% EPIDO 5%  
 ANATA 2%

02-2MW-0526 (16 13 47 S 49 56 22 W UTM:22 N:8205350 E:613375)  
 "LEPTINITO" RETROMETAMORFICO NODULOSO C/ N60W45SW  
 ROCHA: 526-LEPTINITO RETROMETAMORFISADO  
 minerais: GRANA CLORI MUSCO QZ FELDS

PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - FZ SAO JOAO - SERRA GONGOME

02-2MW-0527 (16 13 33 S 49 58 29 W UTM:22 N:8205800 E:609625)  
 (CLOR/BIOT?)MUSCOVITA XISTO CRENULADO; ALTERADO =VERMELHO  
 PLANO CRENUL N30W50SW; 2FASES KINK:EIXOS N30W E N70W DANDO  
 "ESCAMAS DE PEIXE"; INTERCALACOES DE MUSC QZITO "MIL FOLHAS"  
 E NIVEIS CINZA ( GRAFITOSOS?, MANGANESIFEROS?)  
 FASE TARDIA - DOBRAS SIMETRICAS ABERTAS EIXO N40E  
 ROCHA: 527A-BIOTITA MUSCOVITA XISTO  
 minerais: BIOTI MUSCO  
 ROCHA: 527B-MUSCOVITA QUARTZITO "MIL FOLHAS"  
 minerais: QZ MUSCO

02-2MW-0528 (16 11 02 S 49 58 03 W UTM:22 N:8210425 E:610400)  
 XISTO VERDE ALTERADO E NIVEL(?) MAIS FELDSPATICO (FILONITOS?)

ROLADOS:METACHERT-BIF;TALCO ACTINOL(VERDE DE CR) XISTO  
LINEACAO 50N10W  
ROCHA: 528A-TALCO ACTINOLITA XISTO  
minerais: TALCO ACTIN  
ROCHA: 528B-METACHERT  
minerais: QZ  
02-2MW-0529 (16 11 06 S 49 57 53 W UTM:22 N:8210300 E:610700)  
FACE N MORRO SEM AFLORAM; BLOCOS DE QZITO "FOFO" (FELDSPATO,  
CIANITA?->CAULIM) E QZITO BRECHADO COM MANGANES SUPERGENICO  
ROCHA: 529A-MUSCOVITA XISTO  
ROCHA: 529B-QUARTZITO BRECHADO COM OXIDO DE MANGANES  
02-2MW-0530 (16 11 10 S 49 58 04 W UTM:22 N:8210200 E:610375)  
QUARTZITO "MIL FOLHAS" E GRANADA BIOT MUSC XISTO +/-527  
(ARAXA?) XIST N5W40SW A N30E25NW  
ROCHA: 530A-QUARTZITO SERICITICO "MIL FOLHAS"  
minerais: SERIC QZ  
ROCHA: 530B-GRANADA BIOTITA MUSCOVITA XISTO  
minerais: GRANA BIOTI MUSCO QZ  
02-2MW-0531 (16 10 46 S 49 57 15 W UTM:22 N:8210925 E:611825)  
NA BOSSOROCA:MUSCOV QUARTZO XISTOS E QUARTZITOS MICACEOS  
FRIAVEIS, AVERMELHADOS E BRANCOS XISTOS: N50E25NW  
ROCHA: 531-MUSCOVITA QUARTZO XISTO A QUARTZITO  
minerais: MUSCO  
02-2MW-0532 (16 10 21 S 49 57 25 W UTM:22 N:8211700 E:611550)  
METACHERT BANDADO E "SEMI-XISTO"( METATUFO, M-ARCOSIO?) DE  
COR AVERMELHADA, HOMOGNEO, FINO, FOLIACAO INDISTINTA/FRACA  
ROCHA: 532-SEMI-XISTO: METATUFO OU METARCOSE  
02-2MW-0533 (16 09 58 S 49 56 30 W UTM:22 N:8212375 E:613175)  
NA PSEUDO-DOLINA: GRANITO FACOIDAL GNAISSEFICADO  
ROCHA: 533-GRANITO FACOIDAL GNAISSEFICADO  
minerais: QZ OR BIOTI MUSCO  
02-2MW-0534 (16 09 56 S 49 53 47 W UTM:22 N:8212425 E:618000)  
GRANADA BIOTITA MUSCOVITA XISTO CRENUADO (BLOCOS)  
ROCHA: 534-GRANADA BIOTITA MUSCOVITA XISTO  
minerais: GRANA BIOTI MUSCO  
02-2MW-0535 (16 10 31 S 49 53 59 W UTM:22 N:8211350 E:617650)  
MUSCOVITA XISTO CRENUADO - EIXO KINK 30N30W VERG P/NE  
ROCHA: 535-MUSCOVITA XISTO CRENUADO  
minerais: MUSCO  
02-2MW-0536 (16 10 26 S 49 54 04 W UTM:22 N:8211500 E:617500)  
NIVEL METRICO DE QUARTZITO HEMATITICO AZULADO  
FOLIACAO EW SUBVERT LINEACAO HEMATITA: HORIZ EW  
ROCHA: 536-QUARTZITO HEMATITICO  
minerais: QZ HEMAT  
ROCHA: 536A-BIOTITA XISTO  
minerais: BIOTI  
02-2MW-0537 (16 12 13 S 49 54 55 W UTM:22 N:8208225 E:615975)  
HORNBLENDA GABRO, GRAO MEDIO, BIOTITIZADO EW55N?  
ROCHA: 537-GABRO URALITIZADO  
minerais: HORNB45% LABRA40% EPIDO 5% BIOTI 3% OPACO 2%  
02-2MW-0538 (16 12 26 S 49 55 17 W UTM:22 N:8207825 E:615300)  
GRANADA GABRO (+-=268);METAMORFISMO ESTATICO SEM ESTRUTURAS  
HIPOTESE:AUTOMETAMORFISMO EM ZONA DE FALHA C/ACESSO H2O  
ROCHA: 538-GRANADA GABRO SEM FOLIACAO  
02-2MW-0539 (16 13 20 S 49 55 31 W UTM:22 N:8206175 E:614900)  
MUSCOVITA QUARTZITO BEM PLAQUEADO N80W45NE;LIN25N50W  
FILONITIZACAO. NO ALTO LATERITAS BRECHOIDES  
ROCHA: 539-MUSCOVITA QUARTZITO PLAQUEADO  
02-2MW-0540 (16 13 22 S 49 55 42 W UTM:22 N:8206100 E:614575)  
NA GROTA:QUARTZITO FELDSPATICO ALTERADO BEM PLAQUEADO  
COR CINZA ESVERDEADA;FILONITO? EW40-20N LIN N30-70W  
ROCHA: 540-QUARTZITO FELDSPATICO/ FILONITO?  
PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - BOA VISTA - RIB. ANICUNZINHO -  
CAPELINHA



02-2MW-0541 (16 18 16 S 49 54 00 W UTM:22 N:8197075 E:617550)  
METADIORITO(MUSC,BIOT ANFIBOLITO XISTOSO) E METAGABRODIORITO  
BLOCOS SEM ORIENTACAO; FAIXAS DE FILONITIZACAO  
ROCHA: 541-EPIDOTO ANFIBOLITO MILONITIZADO  
minerais: HORNB40% AB20% EPID010% QZ10% OPACO ANATA

02-2MW-0542 (16 18 42 S 49 53 37 W UTM:22 N:8196250 E:618200)  
BLOCOS DE LATERITA; ESTRUTURA EM CANAIS LEMBRA TERMITES  
ROCHA: 542-LATERITA

02-2MW-0543 (16 18 27 S 49 52 54 W UTM:22 N:8196700 E:619500)  
ANFIBOLITO BANDADO (METAGABROANORTOSITO?);BANDAS ANFIBOLICAS  
E BANDAS PLAGIOCLASICAS C/CENTIMETROS; BANDAS PODEM CRUZAR  
ASSOCIADO:META GABRO C/GRANADA INTERGRANULAR E SULFETOS EM  
VEIOS DE MOBILIZACAO TARDIA (RETRO); TRANSICAO C/ GRANULITOS  
ROCHA: 543B-GRANULITO METAGABRO C/TITANAUGITA  
minerais: SAUSS45% AUGIT40% URALI10% OPACO QZ

02-2MW-0544 (16 18 38 S 49 52 50 W UTM:22 N:8196375 E:619600)  
GRANADA SILLIMANITA GNAISSE (KINZIGITO);BANDAS MAL DEFINIDAS  
GRAO MEDIO; COR VERDE AZULADA CIANITA  
ROCHA: 544-CIANITA GRANADA QUARTZITO MUSCOVITIZADO  
minerais: QZ40% GRANA30% MUSCO10% CIANI10% RUTIL 2%

02-2MW-0545 (16 19 04 S 49 52 58 W UTM:22 N:8195575 E:619375)  
GRANADA QUARTZITO (METACHERT?) SULFETO FINO (HCL->H2S)  
COR VERDE (AMARELA DE ALTERACAO);SILLIMANITA?  
ASSOCIADO :TREMOLITITO TALCIFICADO  
ROCHA: 545-HORNBLENDA QUARTZITO C/SULFETO - METACHERT  
minerais: QZ90% HORNB 5% PIRIT 2%

02-2MW-0546 (16 19 27 S 49 53 07 W UTM:22 N:8194875 E:619100)  
GRANADA(BIOT,MUSCOV RETRO?)GNAISSE BANDADO;GRANULITO RETRO?  
COMPOSICAO INTERMEDIARIA; FOLIACAO N20W 55SW;LIN 20N30W  
ROCHA: 546-GRANADA BIOTITA GNAISSE BANDADO CC/ MUSCOVITA  
minerais: GRANA BIOTI QZ FELDS MUSCO

02-2MW-0547 (16 19 46 S 49 53 18 W UTM:22 N:8194300 E:618775)  
GRANADA BIOTITA GNAISSE (+-=546 OU "PEREBENTO"); N20W40SW  
ROCHA: 547-CIANITA GRANADA GNAISSE A 2 MICAS MILONITIZAD  
minerais: ANDES30% QZ25% GRANA15% MUSCO10% BIOTI10% CIANI 5%  
RUTIL 2%

02-2MW-0548 (16 20 03 S 49 53 02 W UTM:22 N:8193750 E:619250)  
NO RIB.ANICUNZINHO: GRANADA GNAISSE(=547);  
AMOSTRA DE PROVAVEL XENOLITO(AUTOLITO?)->HIPOTESE INTRUSAO  
FAVORECIDA PELA HOMogeneidade DA ROCHA;FOL.RUIM NS40W  
ROCHA: 548-GRANADA GNAISSE META GRANODIORITO?  
minerais: GRANA

02-2MW-0549 (16 21 15 S 49 51 23 W UTM:22 N:8191525 E:622175)  
GRANADA AUGEN-GNAISSE PORFIROCLASTICO;FOL.MIL.N50E10NW  
LIN ESTEIRA CATACLASTICA 10N50W - VERG. P/SE  
ROCHA: 549-GRANADA BIOTITA GNAISSE MILONITICO  
minerais: ANDES45% QZ25% BIOTI20% GRANA 8% MUSCO 5% EPIDO  
OPACO ZIRCA ANATA

02-2MW-0550 (16 21 11 S 49 51 48 W UTM:22 N:8191675 E:621425)  
NA BOSSOROCA:MESMO GRANADA BIOTITA GNAISSE MILONITICO ALTER.  
FOL N50W50SW  
ROCHA: 550-GRANADA BIOTITA GNAISSE MILONITICO  
minerais: GRANA BIOTI FELDS QZ

02-2MW-0551 (16 21 23 S 49 52 04 W UTM:22 N:8191300 E:620950)  
GRANADA BIOTITA GNAISSE=549  
ROCHA: 551-GRANADA BIOTITA GNAISSE  
minerais: GRANA BIOTI QZ FELDS

02-2MW-0552 (16 20 39 S 49 52 45 W UTM:22 N:8192650 E:619725)  
NA PONTE: GRANADA BIOTITA GNAISSE MILONITICO ("PEREBENTO")  
MERGULHOS FRACOS - LIN N60W  
ROCHA: 552-GRANADA BIOTITA GNAISSE PORFIROCLASTICO  
minerais: GRANA BIOTI FELDS QZ MUSCO

PERCURSO OU LOCAL:AMER.BRASIL-QUILOMBO-FZ.CONCEICAO-CAETANO-BARRA AFUNDOU  
02-2MW-0553 (16 13 48 S 49 55 42 W UTM:22 N:8205325 E:614550)

ACTINOLITITO XISTO (CLORITA EM LENTES RARAS->PX?)  
CLORITA ACTINOLITITO TALCIFICADO EM PARTE;BIOTITIZACAO LOCAL  
ROCHA: 553-ACTINOLITITO XISTO  
minerais: ACTIN95% CLORI 2% OPACO 2%  
ROCHA: 553A-CLORITA TALCO TREMOLITITO  
minerais: TREM070% TALCO10% CLORI 5% OPACO 5%  
02-2MW-0554 (16 13 40 S 49 55 45 W UTM:22 N:8205575 E:614475)  
FILONITOS = XISTOS VERDES, PLACOSOS C/ N50W40SW  
ROCHA: 554-XISTO VERDE MILONITICO DE DIORITO?  
02-2MW-0555 (16 13 34 S 49 55 47 W UTM:22 N:8205750 E:614400)  
METAGABRO "PEREBENTO" TRANSFORMADO EM XISTO VERDE MAL FOLIAD  
GRANADA EM COROAS (+-8MM) RESISTENTES AO INTEMPERISMO  
ROCHA: 555-TALCO CLORITA ACTINOLITITO - META PERIDOTITO  
minerais: ACTIN40% TALCO30% CCLOR20% OPACO 5%  
02-2MW-0556 (16 13 31 S 49 55 46 W UTM:22 N:8205825 E:614450)  
MILONITOS GNAISSICOS E ANFIBOLICOS; MUSCOVITIZACAO TARDIA  
ROCHAS GRANODIORITICAS E GABROICAS MILONITIZADAS EM FALHAS?  
FOLIACAO EW10N  
ROCHA: 556A-MILONITOS GNAISSICOS (META-GRANODIORITO?)  
ROCHA: 556B-ANFIBOLITO MILONITICO(METADIABASIO?)  
minerais: ANFIB PLAGI MUSCO  
02-2MW-0557 (16 15 07 S 49 52 04 W UTM:22 N:8202850 E:621000)  
NA BASE DO MORRO: GRANADA(->BIOTITA)LEPTINITO FINO CATACLAST  
AUGENS DE FELDSPATO E DE GRANADA; ROLADOS M-PIROX E M-GABRO  
ROCHA: 557-GRANADA LEPTINITO CATACLASTICO  
minerais: KF45% QZ25% OLIGO10% GRANA 5% BIOTI 3% MUSCO 3%  
02-2MW-0558 (16 15 02 S 49 52 12 W UTM:22 N:8203000 E:620775)  
META GABRO-PIROXENITO E METAGABRO GRANULITIZADO;BANDADO  
ROCHA: 558A-GRANULITO MAFICO GABRO-NORITICO  
minerais: LABRA55% HIPER30% DIOPS10% URALI 5% SAUSS 5% OPACO  
02-2MW-0559 (16 15 34 S 49 51 40 W UTM:22 N:8202000 E:621700)  
BIOTITA GNAISSE CATACLASTICO;FOL N20W30SW; LIN 20W  
ROCHA: 559-BIOTITA GNAISSE CATACLASTICO  
minerais: QZ FELDS BIOTI  
02-2MW-0560 (16 15 16 S 49 51 13 W UTM:22 N:8202550 E:622525)  
CATACLASITO -LEPTINITO (SILLIM?) N70E60NW;LIN 50W  
ROCHA: 560-CATACLASITO DE LEPTINITO  
minerais: GRANA QZ FELDS  
02-2MW-0561 (16 15 03 S 49 51 09 W UTM:22 N:8202950 E:622625)  
BLOCOS DE GRANULITO METAGABRO NO MEIO DA ENCOSTA DO MORRO  
ROCHA: 561-GRANULITO GABRO-NORITICO (TENDE A PIROXENITO)  
minerais: HIPER50% DIOPS20% BITOW15% HORNB10% OPACO 2%  
02-2MW-0562 (16 14 56 S 49 51 03 W UTM:22 N:8203175 E:622825)  
MUSCOVITA QUARTZO FILONITO (LEPTINITO MILON); LIN 40N30W  
ROCHA: 562-MUSCOVITA QUARTZO FILONITO DE LEPTINITO?  
minerais: QZ FELDS GRANA BIOTI  
02-2MW-0563 (16 14 32 S 49 51 18 W UTM:22 N:8203925 E:622375)  
LEPTINITO C/TEXT.CATACLASTICA; GRANADA(POUCA)->BIOTITA  
ROCHA: 563-LEPTINITO CATACLASTICO; GRANADA->BIOTITA  
minerais: QZ FELDS GRANA BIOTI  
02-2MW-0564 (16 13 58 S 49 50 07 W UTM:22 N:8204950 E:624500)  
AUGEN BIOTITA GNAISSE MILONITICO/CATACLASTICO E LEPTINITO  
ROCHA: 564-AUGEN BIOTITA GNAISSE MILONITICO  
ROCHA: 564B-LEPTINITO  
02-2MW-0565 (16 13 47 S 49 50 14 W UTM:22 N:8205275 E:624275)  
LEPTINITO COM OLHOS (CLASTOS DE FELDSPATO) SEM FOLIACAO  
ROCHA: 565-LEPTINITO COM OLHOS/CLASTOS DE KF  
02-2MW-0566 (16 13 02 S 49 50 10 W UTM:22 N:8206675 E:624400)  
GRANULITO DIORITICO OU GABRODIORITICO  
ROCHA: 566-GRANULITO GABRO-DIORITICO  
PERCURSO OU LOCAL:ITABERAI - SERRA GONGOME - AMERICANO BRASIL  
02-2MW-0567 (16 07 34 S 49 54 00 W UTM:22 N:8216800 E:617650)  
GRANADA BIOTITA GRANITO GNAISSEFICADO/MILONITICO,MEDIO/GROS.  
LOCALM.XENOLITOS HORNFELS CINZA C/GRANADA E FELDSPATIZADOS

ROCHA: 567A-BIOTITA GRANITO GNAISSEFICADO  
 minerais: BIOTI QZ FELDS

ROCHA: 567B-XENOLITO HORNfelsITICO

02-2MW-0568 (16 12 16 S 49 55 53 W UTM:22 N:8208150 E:614250)  
 GRANADA(ATE 1CM)MUSCOVITA QUARTZO XISTO E NIVEIS CENTI A  
 DECIMETRICOS DE QUARTZITOS JUNTO CONTATO INTRUSAO GABRO  
 CLIVAGEM CRENULACAO EW70S CORTA XISTOSIDADE +-N60W40SW  
 200 M P/LESTE:BLOCOS DE GABRO/DIORITO C/GRANADA 0,5CM EM  
 MATRIZ GAO MEDIO SEM FOLIACAO; P/ OESTE, NO RIACHO: BLOCOS  
 QUARTZITO E BLOCO(DA REGIAO???)DE CLORITA MARMORE

ROCHA: 568-GRANADA MUSCOVITA QUARTZO XISTO  
 minerais: GRANA MUSCO QZ

PERCURSO OU LOCAL:AMERICANO BRASIL-SA.CUSCUZEIRO-SARANDI-BOA VISTA

02-2MW-0569 (16 17 24 S 49 57 04 W UTM:22 N:8198700 E:612100)  
 NO CANAVIAL: BLOCO DE QUARTZITO(METACHERT OU META"VEIO QZ"? )

02-2MW-0570 (16 17 50 S 49 57 09 W UTM:22 N:8197900 E:611950)  
 JUNTO DO RIACHO: GRANITO GNAISSEFICADO A MILONITIZADO  
 GAO MEDIO/GROSSO; FENOCRISTAIS DE OR EM QZ,F, BIOTITA  
 MAIS NA CHAPADA: SOLOS VERMELHOS NAO-GRANITICOS

ROCHA: 570-GRANITO GNAISSEFICADO  
 minerais: OR QZ BIOTI

02-2MW-0571 (16 17 22 S 49 56 31 W UTM:22 N:8198750 E:613075)  
 NO CANAVIAL, JUNTO DO RIACHO:DIORITO,CINZA,GAO MEDIO C/RAROS  
 FENOCRISTAIS FELDSPATO EM HORNBL, BIOTITA, PLAGIOCLASIO

ROCHA: 571-DIORITO CINZA  
 minerais: PLAGI55% HORN25% QZ10% BIOTI 8% SAUSS

02-2MW-0572 (16 17 35 S 49 56 06 W UTM:22 N:8198350 E:613800)  
 DIORITO CINZA GAO MEDIO RAROS FENOCRISTAIS (=571)

ROCHA: 572-DIORITO  
 minerais: PLAGI HORNBIOTI

02-2MW-0573 (16 17 07 S 49 55 33 W UTM:22 N:8199200 E:614800)  
 DIORITO CINZA,MEDIO,PORFIRICO(PLAG EUDRICO), BIOTITICO OU  
 BIOTITIZADO?; MACICO, SEM ESTRUTURAS METAMORFICAS EVIDENTES

ROCHA: 573-DIORITO BIOTITIZADO  
 minerais: PLAGI HORNBIOTI

02-2MW-0574 (16 16 31 S 49 56 18 W UTM:22 N:8200300 E:613450)  
 BRECHA PLUTONICA DE QUARTZO-DIORITO A GRANODIORITO COM XENO  
 LITOS MAFICOS; ESTRUTURA AGMATITICA; GRANDE PARTE ORIENTADA  
 EM PLANOS MILONITICOS;"XENOLITOS" MAIS ACIDOS PODEM OCORRER  
 DANDO IDEIA DE EMPLACEMENT SINTECTONICO; TENDE N40E75NW

ROCHA: 574-BRECHA PLUTONICA DE QUARTZO DIORITO

ROCHA: 574X-XENOLITO DIORITICO

02-2MW-0575 (16 16 23 S 49 56 28 W UTM:22 N:8200550 E:613180)  
 REGIAO DE FALHA: BRECHA TECTONICA DE SILICA CALCEDONIOSA  
 ROLADOS MUITOS BLOCOS DE QUARTZO DE VEIEIRO; RIACHO COM  
 GRANDE BOSSOROCA ( GOUGE???)

ROCHA: 575-BRECHA TECTONICA COM CAVIDADES

02-2MW-0576 (16 16 15 S 49 55 09 W UTM:22 N:8200800 E:615525)  
 MARMORE BANDADO E DOBRADO(DOBRAS DECIMETRICAS - D2)  
 DOBRAS ISOCLINAIS NA FOLIACAO N70W75SW;EIXO SEGUNDO MERGULHO

ROCHA: 576-MARMORE BANDADO/DOBRADO  
 minerais: CARBO

02-2MW-0577 (16 16 08 S 49 55 30 W UTM:22 N:8201025 E:614900)  
 MARMORE COM BANDAS SILICOSAS C/ DOBRAS EIXO 20S20W  
 FOLIACAO NS A N30E70NW

ROCHA: 577-WOLLASTONITA DIOPSIDIO MARMORE  
 minerais: CARBO60% QZ15% WOLLA13% DIOPS10% PLAGI 4% TITAN

PERCURSO OU LOCAL: FZ.PAULISTAS (CORREGO AGUA CLARA)

02-2MW-0578 (16 15 58 S 49 49 36 W UTM:22 N:8201250 E:625375)  
 CONTATO LEPTINITO MUSCOVITIZADO COM MAFICA/ULTRAMAFICA  
 FOLIACAO N80E50NE; INTRUSIVA CORTA FOLIACAO DO LEPTINITO  
 PLACAS DE MUSCOVITA

ROCHA: 578-LEPTINITO  
 minerais: QZ FELDS GRANA MUSCO

ROCHA: 578B-METAPIROXENITO ANFIBOLITIZADO  
 minerais: HORNB70% ACTIN25% CLORI 5% OPACO 2%

02-2MW-0579 (16 15 50 S 49 48 30 W UTM:22 N:8201500 E:627350)  
 GRANULITO RETROMETAMORFICO ACIDO A INTERMEDIARIO; LENTES OU  
 ESTRIAS DE FELDSPATO SUGEREM TEXTURA BLASTO PORIRITICA  
 ROCHA: 579-HIPERSTENIO GNAISSE CHARNOKITICO  
 minerais: QZ40% KF35% PLAGI10% HIPER 4% DIOPS 4% OPACO 3%  
 HORNB 3% APATI

02-2MW-0580 (16 16 06 S 49 47 47 W UTM:22 N:8201000 E:628600)  
 OPX META-PERIDOTITO; BANDAS/CAMADAS C/N50E30NE  
 "INTRUSAO AGUA CLARA"

ROCHA: 580-METAPERIDOTITO HARZBURGITICO SERPENTINIZADO  
 minerais: OLIVI50% HIPER20% SERPE10% CPX 5% ESPIN 4%

PERCURSO OU LOCAL: ARACU - FZ.BANANAL - VICENTES - ITAUCU

02-2MW-0581 (16 19 50 S 49 41 43 W UTM:22 N:8194050 E:639350)  
 GNAISSES FINOS/MEDIOS C/INTERCALACOES DE ANFIBOLITOS MEDIOS  
 E TERMOS DE TRANSICAO MAFICAS/ACIDAS LINEACAO FORTE 10N10W  
 DOBRAS SUAVES C/LINEACAO N35W FOLIACAO +-N50E25NW (=1SB124)  
 ROCHA: 581-BIOTITA GNAISSE FINO/MEDIO INTERC.ANFIBOLITO  
 minerais: QZ FELDS BIOTI

ROCHA: 581A-ANFIBOLITO INTERCALADO EM GNAISSE  
 minerais: HORNB PLAGI

02-2MW-0582 (16 19 36 S 49 41 23 W UTM:22 N:8194450 E:639950)  
 GNAISSE QUARTZO DIORITICO MILONITIZADO C/AUGENS ESPARSOS  
 BOUDINS/AUGEN C/SOMBRAS PRESSAO QZ SUGEREM DESLOC.DEXTROGIRO  
 TREND FOLIACAO N10E40NW; DOBRAS TRANSPOSTAS C/EIXO 35N60W  
 SEGUNDO O Mergulho da foliacao; COR ESCURA C/RARAS FASES PGM  
 ROCHA: 582-

02-2MW-0583 (16 18 25 S 49 40 53 W UTM:22 N:8196650 E:640850)  
 GRANITO/GRANODIORITO PORFIRICO GNAISSEFICADO C/ FENOCRISTAIS  
 DE KF; OCORRE EM BOULDERS; +- NS70SW  
 ROCHA: 583-BIOTITA GRANITO GNAISSEFICADO  
 minerais: KF45% QZ20% OLIGO15% BIOTI 7% MUSCO 3% EPIDO  
 APATI ZIRCA TITAN

02-2MW-0584 (16 17 39 S 49 40 40 W UTM:22 N:8198050 E:641250)  
 CAMPO DE BOULDERS ESPARSOS E NO RIACHO: GRANODIORITO A  
 GRANITO GNAISSEFICADO COM FOLIACAO E C/BANDAS CENTIMETRICAS  
 ESPARSAS DE PGM (ANATEXIA); FOLIACAO N10E60NW; LIN N40W  
 ROCHA: 584-

02-2MW-0585 (16 17 24 S 49 40 32 W UTM:22 N:8198500 E:641500)  
 GNAISSE GRANODIORITICO C/ N10W50SW  
 ROCHA: 585-METAGRANODIORITO CATACLASTICO  
 minerais: OLIGO50% QZ20% BIOTI10% HORNB 7% KF 5% EPIDO 3%  
 APATI 1% TITAN

02-2MW-0586 (16 17 08 S 49 39 46 W UTM:22 N:8199000 E:642850)  
 ALTERNANCIA METRICA DE LEPTINITOS(MUSCOVITIZADOS) COM ROCHAS  
 MAFICAS CALCIOSSILICATICAS; LEPTINITO C/ N20E40SE  
 ROCHA: 586-ROCHA CALCIOSSILICATADA  
 minerais: PLAGI40% HEDEN25% GRANA15% QZ15% EPIDO 5% TITAN 3%  
 OPACO APATI

02-2MW-0587 (16 17 14 S 49 39 24 W UTM:22 N:8198800 E:643500)  
 MUSCOVITA BIOTITA GNAISSE C/ N10ESUBV EM CONTATO COM ROCHA  
 BASICA SEM ESTRUTURA (GRANULITO?) E ATRAS SILLIM(CIANITA)  
 QUARTZITO FERRUGINOSO OU PURO (METACHERT E BIF?) LEMBRA VEIO  
 DE QUARTZO XISTIFICADO MAS APRESENTA FORTES FOLIACAO E  
 LINEACAO CRENULADAS; 500 M P/LESTE:LEPTINITO ROSEO  
 ROCHA: 587A-SILLIM.ETAUROL.ILMENITA CIANITA QUARTZITO  
 minerais: QZ75% CIANI12% ILMEN 7% MUSCO 3% SILLI 1% ESTAU 1%  
 ROCHA: 587B-DIOPSIDIO BIOTITA ANFIBOLITO (METAGABRO)  
 minerais: ANDES45% HORNB30% BIOTI10% DIOPS 5% QZ 5% EPIDO 5%  
 CARBO

PERCURSO OU LOCAL:GOIANESIA-VISTA ALEGRE-COR.GUARA-COMPL.BARRO ALTO

02-2MW-0588 (15 14 03 S 49 10 30 W UTM:22 N:8314950 E:695950)  
 =803-34; CORD GNAISSE C/GRANADA E OPX GAO MEDIO - XENOLITOS

ESTIRADOS BEM FINOS VARIOS TAMANHOS MAIS ESCUROS E MAFICOS PORCOES MAIS EXTENSAS C/ >20X5M (XENOLITOS? TETO METABASALTO OU BLASTOCATACLASTICO? BORDA RESFRIADA ??) -->> N'IVEL RASO XENOLITO C/CERCA 30 CM ELIPTICO MOSTRA FELDSPATO OCASIONAL SUBEDRICO E FOLIACAO FRACA (IGNEA OU PLASTICA?)NAO EXISTENTE NA MATRIZ. ENCAIXANTE DA INTRUSAO E' GABRO-NORITICA.

ROCHA: 588-SILLIMANITA BIOTITA CORDIERITA GNAISSE

minerais: OR35% QZ25% SILLI12% CORDI10% BIOTI10% ZIRCA

ROCHA: 588A1-GRANADA SILLIMANIT BIOTITA CORDIERITA GNAISSE

minerais: QZ45% KFER15% CORDI10% GRANA10% BIOTI 8% SILLI 7%

ROCHA: 588A2-BIOTITA SILLIM.GRANADA CORDIERITA GNAISSE

minerais: BIOTI QZ RUTIL OPACO GRANA SILLI  
PERTI CORDI

ROCHA: 588B-GRANULITO NORITICO FINO (XENOLITO)

minerais: LABRA50% OPX35% HORN10% OPACO 3% BIOTI 1%

ROCHA: 588C-OPX CORD.SILLIM.GNAISSE FINO (XEN'OLITO)

minerais: CORDI20% QZ20% OR20% HIPER10% SILLI10% BIOTI 5%

ROCHA: 588D-GRANULITO NORITICO (ENCAIXANTE DA INTRUSAO)

minerais: LABRA55% HIPER40% HORN10% APATI OPACO BIOTI

02-2MW-0589 (15 12 34 S 49 15 41 W UTM:22 N:8317750 E:686700)

=802-109. NO CORREGO DO GUARA. BRECHA GRANODIORITICA DE GRANADA GNAISSE C/ XENOLITOS VARIOS TAMANHOS ESTIRADOS OU ARREDONDADOS A ANGULOSOS. COMUM SEREM MAIS MAFICOS E FINOS PARECENDO METABASALTO OU BLASTOCATACLASITO. COM ESTIRAMENTO PARECEM DIQUES BOUDINADOS. MAIS RAROS XENOLITOS QUARTZOSOS E CALCIOSSILICATICOS (MILONITOS OU SUPRACRUSTAIS?) COM AUREOLA DE REACAO. DIQUES(?) APLITICOS EM PLANOS DE TRANSCORRENCIA PLASTICA. FOLIACAO N40-70W30-50NE LIN BIOTITA EM DIP SLOPE PLANOS N80E35NW DESLOCAM DEXTROGIRO

ROCHA: 589AM-OPX GRANADA GRANULITO - MATRIZ BRECHA PLUTON.

minerais: KFER30% QZ25% ANDES25% GRANA15% HIPER 3% BIOTI 1%  
RUTIL OPACO

02-2MW-0590 (15 12 18 S 49 15 41 W UTM:22 N:8318230 E:686720)

=802-110; MESMAS ASSOCIACOES DE CATACLASITOS EM BANDAS COM A INTRUSIVA AQUI MAIS BASICA QUE EM 589. CONJUNTO BEM PARALELO E PLAQUEADO OU MUITO DOBRADO C/BOUDINAGE LOCALIZADA. FASE ANATEXICA CLARA NAO GRANULITICA (?) BRECHA GRANULITOS EM FRAGMENTOS ANGULOSOS. RAIZES DOS GRANITOS JOVENS DO TIPO QUE OCORRE NO PALETO? FOL.MILON.N75W45NE LIN N40W PL.FRAT.N30E-V

02-2MW-0591 (15 11 47 S 49 15 31 W UTM:22 N:8319200 E:687000)

=802-113. BRECHA PLUTONICA QZ-DIORITICA RICA EM BIOTITA VERMELHA. XENOLITOS ANGULOSOS OU ELIPSOIDAIS DE 1 A 50 CM SENDO MAIS COMUM GRANULITO MAFICO FINO(BASALTO/CATACLASITO?) MAIS RARO CALCIOSSILICATICA E PIROXENITO BIOT/FLOGOPITIZADO MATRIZ BASTANTE HIDRATADA MAS CONTEM GRANADA E OPX

ROCHA: 591A2-QZ-DIORITO GRANULITIZADO

minerais: ANDES50% OPX30% QZ10% BIOTI 7% OPACO

ROCHA: 591C-ESCAPOL.DIOPSIDIO CALCIOSSILICATADA(XENOLITO)

minerais: DIOPS40% QZ20% ESCAP15% SAUSS10% PLAGI10%

ROCHA: 591CX-XENOLITO CALCIOSSILICATICO A ESCAP E DIOPSIDIO

minerais: TITAN ESCAP PLAGI QZ DIOPS SAUSS

02-2MW-0592 (15 11 29 S 49 15 26 W UTM:22 N:8319750 E:687150)

PROXIMO 802-114: GRANULITO GABRO-DIORITICO CINZA CLARO MEDIO A GROSSO; HOMOGENEO LEVEM. FOLIADO;PLAG.SUBEDRICO A ESTIRADO

ROCHA: 592-NORITO GRANULITIZADO

minerais: LABRA63% OPX28% HORN10% OPACO

PERCURSO OU LOCAL:REGIAO SERRA DA FIGUEIRA - COMPLEXO BARRO ALTO

02-2MW-0593 (15 05 03 S 49 29 24 W UTM:22 N:8331800 E:662250)

MORRO LADO DIREITO ESTRADA P/ITAPACI JUNTO SA.FIGUEIRA:

DIABASIO E META-DIABASIO C/TEXTURA FINA BEM PRESERVADA

LOCALMENTE TEXTURAS REACIONAIS.. EM DIRECAO LESTE OCORREM

XISTOS E QZ-XISTOS JUSCELANDIA INTERCALADOS COM ANFIBOLITOS

FINOS TIPICOS DA SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTAR COMO SILLS OU

DIQUES SUBVULCANICOS E/OU DERRAMES BASALTICOS

ROCHA: 593A-GRANADA GABRO FINO DIABASOIDE URALITIZADO  
 minerais: LABRA35% HORNB35% HORNB10% GRANA 5% EPIDO 5% PIROX 4%  
 OPACO 2%

ROCHA: 593B-GRANADA DIABASIO URALITIZADO  
 minerais: HORNB35% LABRA35% CPX15% GRANA 5% EPIDO 5% TITAN 5%  
 OPACO 3%

02-2MW-0594 (15 04 46 S 49 29 01 W UTM:22 N:8332300 E:662950)  
 ANFIBOLITO FINO NEMATOBlastico(JUSCELANDIA) EM GRANDE BLOCO  
 SUBINDO O MORRO A W BIOTITA XISTO C/INTERCALACOES DE GONDITO  
 (METACHERTE DE COR ROSEA E PESADO C/DIOPSIDIO?)  
 ROLADO OCORRE GRANADA ANFIBOLITO FINO / VER PONTO 593  
 ROCHA: 594-ANFIBOLITO FINO - META BASALTO  
 minerais: HORNB70% ANDES18% TITAN 7% OPACO 2% EPIDO 2%

02-2MW-0595 (15 05 54 S 49 31 37 W UTM:22 N:8330250 E:658250)  
 MEIO MORRO ALTO EXTREMIDADE SA DA FIGUEIRA - FACIES DE GABRO  
 DIABASICO MEDIO/FINO A BEM FINO NAO METAMORFICO  
 ROLADO ANFIBOLITO ESTIRADO BLASTO PORFIRITICO  
 ROCHA: 595A-GABRO DIABASOIDE URALITIZADO  
 minerais: LABRA40% HORNB35% TIAUG15% OPACO 4% HORNB 3%

02-2MW-0596 (15 05 43 S 49 31 52 W UTM:22 N:8330600 E:657800)  
 NA CRISTA EXTREMID.LESTE SA.FIGUEIRA:GABRO MEDIO,SUBOFITICO  
 FENOCIRISTAS PLAGIOCLASIO EM RIPAS  
 ROCHA: 596-OPX-CPX-HORNB-GRANADA GABRO CORONITICO  
 minerais: LABRA50% CPX15% HORNB15% OPX 5% GRANA 5% EPIDO 3%  
 OPACO 3%

02-2MW-0597 (15 05 56 S 49 32 04 W UTM:22 N:8330200 E:657450)  
 LADO SUL SA FIGUEIRA JUNTO DO TOPO - HORNBLENDA GABRO COM  
 NUENS DE PLAGIOCLASIO E FASES PEGMATOIDES DE PLAG+HORNB.  
 VEIO DE QUARTZO. HIPOTese: METAMORFISMO ESTATICO/HIDRATAcao  
 ANFIBOLITIZACAO/FASES PEGMATITICAS CROSTA OCEANICA?  
 ROCHA: 597-ANFIBOLITO - META-GABRO  
 minerais: HORNB65% LABRA30% OPACO SAUSS

02-2MW-0598 (15 06 08 S 49 31 45 W UTM:22 N:8329800 E:658000)  
 FACIES COM INICIO DE ANFIBOLITIZACAO, INTERMEDIARIO ENTRE O  
 GABRO/DIABASIO PRESERVADO E ANFIBOLITO SEM FOLIACAO NA SERRA  
 DA FIGUEIRA  
 ROCHA: 598-GABRO DIABASOIDE ANFIBOLITIZADO A GRANADA  
 minerais: HORNB40% BITOW30% CPX20% GRANA 6% OPACO 1%

02-2MW-0599 (15 06 05 S 49 35 55 W UTM:22 N:8329950 E:650550)  
 FACIES DIABASICO BEM FINO NA EXTREM.LESTE DA SA. DA FIGUEIRA  
 ROCHA: 599-DIABASIO ANFIBOLITIZADO  
 minerais: LABRA35% HORNB30% CPX30% OPACO 3%

02-2MW-0600 (15 06 25 S 49 31 53 W UTM:22 N:8329300 E:657750)  
 FZ DO SR ADAO BREJO. CORONITOS E (GRANADA)ANFIBOLITOS BEM  
 FOLIADOS (FACIES SERRA DA MALACACHETA) E GROSSEIROS, SEM  
 FOLIACAO ASSOCIADOS COM GABROS DIABASICOS PRESERVADOS  
 ROCHA: 600-GABRO CORONITICO  
 minerais: LABRA40% TIAUG25% HORNB10% CPX10% GRANA 5% ESPIN 5%  
 OPACO 2% OLIVI 2%

PERCURSO OU LOCAL:CERES - URUANA - HEITORAI - ITABERAI

02-2MW-0601 (15 20 58 S 49 39 03 W UTM:22 N:8302550 E:644800)  
 =PONTO828-203 JUNTO COR.MESTRE ESTRADA CERES-CARMO RIO VERDE  
 BORDA SUL COMPLEXO BARRO ALTO. GRANULITO GABRO-DIORITICO A  
 PLAG+PX+BIOT+HORNB GRAO MEDIO, CINZA ESCURO C/ XENOLITOS DE  
 GRANULITO MAFICO FINO,+COMUM; CALCIOSSILICATADA COM REACAO  
 DE BORDA; MARMORE DOLOMITICO; PIROXENITO BIOTITIZADO; FORMA  
 DOS XENOLITOS ARREDONDADA A SUBANGULAR, CM ATE METRO;  
 QUESTAO: BRECHA/XENOLITOS SUPRACRUSTAIS NA "BASE"DO MACICO  
 ROCHA: 601A-GRANULITO NORITICO (MATRIZ BRECHA PLUTONICA)  
 minerais: ANDES75% OPX15% BIOTI 5% EPIDO 5% URALI 3%  
 ROCHA: 601B-ROCHA CALCIOSSILICATICA(XENOLITO BRECHA PLUT)  
 minerais: EPIDO30% PLAGI20% OPACO15% GRANA10% QZ10% CARBO10%  
 TITAN 5% DIOPS 5%  
 ROCHA: 601C-PIROXENITO(URALIT/BIOTITIZADO)-XENOLITO

minerais: HORN55% OPX25% BIOTI15% TREMO 5% OPACO  
 ROCHA: 601D-GRANULITO MAFICO FINO URALIT. (XENOLITO)  
 minerais: LABRA45% HORN30% OPX10% QZ 4% OPACO 2% CPX  
 02-2MW-0602 (15 27 13 S 49 44 07 W UTM:22 N:8291050 E:635700)  
 FZ SERRINHA : SIENITO TIPO URUANA COM FACIES GROSSO E PLANOS  
 MILONITICOS COM MILONITO E AUGEN-MILONITO DE SIENITO. OCORRE  
 EM GRANDES MONOLITOS TOMBADOS EM PARTE. PLANO MILON SUBHORIZ  
 ROCHA: 602-AEGIRINA-AUGITA SIENITO  
 minerais: KF45% AEGAU15% HORN10% BIOTI 5% OLIGO 5% LEUCX 3%  
 OPACO 3% APATI 2%  
 02-2MW-0603 (15 26 20 S 49 43 57 W UTM:22 N:8292700 E:636000)  
 GNAISSE MICACEO A MICAXISTO C/ 2 FASES FORTE CRENULECAO.  
 APRESENTA BOLSOES DE QZ+GRANADA E RESTOS DE FELDSPATO ESCURO  
 IDENTICO AO DO SIENITO 2MW602 DO QUAL PARECE DERIVAR COMO  
 XISTO BLASTO-MILONITICO.  
 ROCHA: 603-TURMALINA GRANADA MICAXISTO CRENULEADO  
 minerais: QZ40% MUSCO20% BIOTI15% OLIGO10% CLORI 5% GRANA 5%  
 TURMA 5% OPACO APATI  
 02-2MW-0604 (15 40 18 S 49 49 32 W UTM:22 N:8267000 E:625850)  
 PROVAVEL LEPTINITO FILONITIZADO C/ N60E30SE LINS40W NA REGIA  
 DE CONTATO ENTRE METASSEDIMENTOS ARAXA COM GRANULITOS.  
 NA BOSSOROCA LADO ESTRADA XISTOS FILONITIZADOS RELATIVAMENTE  
 HOMOGENEOS C/N20W30-60SW. CRENULECAO NS ASSIMETRICA W -> E  
 02-2MW-0605 (15 58 58 S 49 47 45 W UTM:22 N:8232550 E:628850)  
 AO N DA PONTE: HORNBL BIOTITA GNAISSE BEM FOLIADO, QZ-DIORIT  
 GRAO MEDIO; DO LADO W DA ESTRADA: ACTIN-CLORITA XISTO EM  
 BLOCOS E + A W AFLORAMENTO DE CIANITA MUSCOVITA QUARTZITO  
 COM FUCHSITA - GREENSTONE BELT ?  
 PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - FZ. CONCEICAO  
 02-2MW-0606 (16 15 41 S 49 52 38 W UTM:22 N:8201800 E:620000)  
 NO RCH A SW DE 342. ANFIBOLITO MEDIO NEMATOBlastico C/FAIXA  
 MAIS ESCURA E FINA DE 10 CM: DIQUE ?; METACATACLASITO? -  
 C/PORFIROCLASTOS LINEADOS DE FELDSPATO - FOLIACAO N40W70NE  
 100M A W "PSEUDO-DACITO" ULTRACATACLASITO C/ FENOCLASTOS DE  
 HORNBL E FELDSPATO E AUGENS REDONDOS DE QZ ; ENTRE AS DUAS  
 LITOLOGIAS:MILONITOS DO ANFIBOLITO C/ OPX ? RELIQUIAR DENTRO  
 DA HORNBLEND. MAIS P/ W LEPTINITOS DO PONTO 639  
 ROCHA: 606A2-GRANULITO GABROICO CATACLASTICO/URALITIZADO  
 minerais: ANDES50% CPX20% OPX15% HORNBL 8% OPACO 2% APATI 1%  
 BIOTI 1%  
 PERCURSO OU LOCAL: GOIANIRA - FZ. BOCA DA MATA  
 02-2MW-0607 (16 29 41 S 49 28 08 W UTM:22 N:8175700 E:663460)  
 5,5 KM A W DE GOIANIRA: MARMORE C/ FRAGMENTOS PARECENDO  
 XENOLITOS CONTORCIDOS OU LENTICULADOS: PROVAVEL BRECHA DE  
 ALTO FLUXO DINAMICO EM FACIES GRANULITO COM FRAGMENTOS  
 CONSTITUIDOS DE MINERAIS CALCIOSSILICATICOS E MATRIZ CARBONA  
 TADA SACAROIDE BRANCA COM PONTOS ESCUROS DE CPX,GRANADA...  
 OCORREM PORCOES CINZA GRAXO -> WOLLASTONITA? Mergulhos da  
 FOLIACAO VARIAVEIS DE BAIXO ANGULO EM GERAL  
 ROCHA: 607A-ESCAPOLITA DIOPSIDIO MARMORE  
 minerais: CARB090% DIOPS 7% ESCAP 1% KFPER 1% GRANA  
 ROCHA: 607B-FRAGMENTO TECTONICO GNAISSICO NO MARMORE  
 minerais: MC50% QZ25% SAUSS20% BIOTI 3% TITAN 1%  
 PERCURSO OU LOCAL: ANAPOLIS - OURO VERDE - PETROLINA  
 02-2MW-0608 (16 15 38 S 49 07 50 W UTM:22 N:8201300 E:699750)  
 10 KM DE OURO VERDE -> ANAPOLIS: BOULDER DE ENDERBITO A  
 CPX,OPX,HORNBL/BIOT; GRAO MEDIO, BEM FOLIADO  
 02-2MW-0609 (16 07 24 S 49 16 01 W UTM:22 N:8216600 E:685300)  
 4KM DE OURO VERDE P/PETROLINA: BLOCOS DE GNAISSE KINZIGITICO  
 GRANADA ATE 2 CM SILLIMANITA, ESPINELIO? CORDIERITA?  
 ROCHA: 609-GRANADA BIOTITAS GNAISSE (KINZIGITO)  
 minerais: OLIGO35% GRANA30% QZ15% OR10% BIOTI 5% OPACO 2%  
 RUTIL 1% ESPIN  
 PERCURSO OU LOCAL:



02-2MW-0610 (16 05 59 S 49 22 02 W UTM:22 N:8219300 E:674600)  
 NO RIACHO JUNTO ESTRADA PETROLINA - STA ROSA: GRANULITO  
 NO RIACHO JUNTO ESTRADA PETROLINA - STA ROSA: GRANULITO  
 MEDIO/FINO PARCIALM. RETROMETAMORFICO C/ HORNBLENDA CORTADO  
 MEDIO/FINO PARCIALM. RETROMETAMORFICO C/ HORNBLENDA CORTADO  
 POR FASE ANATEXIC-CHERNOCKITICA ONDE OCORRE DIQUE ?XENOLITO?  
 POR FASE ANATEXIC-CHERNOCKITICA ONDE OCORRE DIQUE ?XENOLITO?  
 DE PIROXENITO ACTINOLITIZADO/BIOTITIZADO;FOL.N40W60SW/NS30W  
 DE PIROXENITO ACTINOLITIZADO/BIOTITIZADO;FOL.N40W60SW/NS30W  
 ROCHA: 610C-GRANADA BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE DIORITICO  
 minerais: ANDES50% HORNB20% BIOTI10% QZ10% OPACO 4% GRANA 2%  
 EPIDO ZIRCA

02-2MW-0611 (16 00 55 S 49 26 26 W UTM:22 N:8228700 E:666850)  
 NA BASE DA SERRA DO PALMITO: LEPTINITO MILONITIZADO COM  
 NA BASE DA SERRA DO PALMITO: LEPTINITO MILONITIZADO COM  
 FOL.MILON. N20W25NW; LIN.CATAC.20S80W; BANDAM. FRACO EWSUBV  
 FOL.MILON. N20W25NW; LIN.CATAC.20S80W; BANDAM. FRACO EWSUBV

02-2MW-0612 (16 00 22 S 49 25 43 W UTM:22 N:8229700 E:668150)  
 ROCA DA FZ POUSO ALTO NO PE DA SERRA DO PALMITO: GNAISSE  
 ROCA DA FZ POUSO ALTO NO PE DA SERRA DO PALMITO: GNAISSE  
 MILONITICO/CATACLASITICO DERIVA DE LEPTINITO?; TEXT.FLASER E  
 MILONITICO/CATACLASITICO DERIVA DE LEPTINITO?; TEXT.FLASER E  
 BANDAS MILONITICAS MILIMETRICAS C/ N30ESUBV  
 BANDAS MILONITICAS MILIMETRICAS C/ N30ESUBV

02-2MW-0613 (16 06 49 S 49 30 52 W UTM:22 N:8217900 E:658800)  
 5KM S.ROSA->ITAUCU: SILLIM GRANADA LEPTINITO MILONITICO C/  
 5KM S.ROSA->ITAUCU: SILLIM GRANADA LEPTINITO MILONITICO C/  
 MUITOS VEIOS/BANDAS DE QZ C/ ALGUM KF GROSSEIRO A SACAROIDE  
 MUITOS VEIOS/BANDAS DE QZ C/ ALGUM KF GROSSEIRO A SACAROIDE  
 E OXIDOS DE FE (FALHA?); FOL MILON. N10W30SW  
 E OXIDOS DE FE (FALHA?); FOL MILON. N10W30SW

02-2MW-0614 (16 07 02 S 49 30 45 W UTM:22 N:8217500 E:659000)  
 METAULTRAMAFICA: TALCO XISTO C/BANDAS DE CLORITITO;N40E,V  
 METAULTRAMAFICA: TALCO XISTO C/BANDAS DE CLORITITO;N40E,V  
 SOLOS VERMELHOS POR +- 2KM; ASSOCIA-SE C/LEPTINITO E QZ VEIO  
 SOLOS VERMELHOS POR +- 2KM; ASSOCIA-SE C/LEPTINITO E QZ VEIO

02-2MW-0615 (16 07 46 S 49 31 05 W UTM:22 N:8216150 E:658400)  
 GRANULITO MAFICO ANFIBOL./MILONITIZADO BEM FOLIADO:N30W65SW  
 GRANULITO MAFICO ANFIBOL./MILONITIZADO BEM FOLIADO:N30W65SW

02-2MW-0616 (16 08 08 S 49 31 16 W UTM:22 N:8215500 E:658050)  
 METAULTRAMAFICA: BLOCOS DE TALCO XISTO E CLORITA TALCO XISTO  
 METAULTRAMAFICA: BLOCOS DE TALCO XISTO E CLORITA TALCO XISTO

02-2MW-0617 (16 08 03 S 49 32 05 W UTM:22 N:8215650 E:656600)  
 BLOCOS QZ DIORITO A BIOTITA GNAISSE C/POUCO QZ;  
 BLOCOS QZ DIORITO A BIOTITA GNAISSE C/POUCO QZ;

02-2MW-0618 (16 09 46 S 49 34 28 W UTM:22 N:8212500 E:652350)  
 GRANULITO PLAGIOCLASICO CINZA MEDIO - FC ANORTOSITICO?  
 GRANULITO PLAGIOCLASICO CINZA MEDIO - FC ANORTOSITICO?  
 ROCHA: 618-SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO  
 minerais: KFPER45% QZ40% PLAGI 5% GRANA 5% SILLI 1% BIOTI  
 ESPIN

02-2MW-0619 (16 08 00 S 49 33 45 W UTM:22 N:8215750 E:653650)  
 BLOCO DE LEPTINITO CINZA FINO NA ROCA; MILONITICO  
 BLOCO DE LEPTINITO CINZA FINO NA ROCA; MILONITICO

02-2MW-0620 (16 07 43 S 49 33 52 W UTM:22 N:8216300 E:653450)  
 META GRANITO FACOIDAL(?): BIOTITA GNAISSE GROSSEIRO COM  
 META GRANITO FACOIDAL(?): BIOTITA GNAISSE GROSSEIRO COM  
 QZ E OR ESTIRADOS 2-3CM, DOBRADOS EM SIGMOIDES TRANSPOSTOS.  
 QZ E OR ESTIRADOS 2-3CM, DOBRADOS EM SIGMOIDES TRANSPOSTOS.  
 LEPTINITO OCORRE PROXIMO A E COM FACIES FINO, CATACLASTICO  
 LEPTINITO OCORRE PROXIMO A E COM FACIES FINO, CATACLASTICO  
 COM LENTES DE SUBGRAOS DE FELDSP.K APONTANDO MESMA ORIGEM  
 COM LENTES DE SUBGRAOS DE FELDSP.K APONTANDO MESMA ORIGEM  
 A PARTIR DE GRANITOIDE(CROSTA CONTINENTAL); FOL. N70W15SW -

A PARTIR DE GRANITOIDE(CROSTA CONTINENTAL); FOL. N70W15SW -  
ROCHA: 620-SILLIM.GRANADA GRANITO LEPTINITIZADO  
minerais: OR40% SAUSS30% QZ20% BIOTI 3% MUSCO 2% GRANA 1%  
SILLI ESPIN

02-2MW-0621 (16 08 05 S 49 33 37 W UTM:22 N:8215600 E:653900)  
LEPTINITO FINO  
LEPTINITO FINO

02-2MW-0622 (16 07 49 S 49 33 38 W UTM:22 N:8216100 E:653850)  
LEPTINITO CATACLASITICO (FLASER), FOLIADO COM PLANOS OU  
LEPTINITO CATACLASITICO (FLASER), FOLIADO COM PLANOS OU  
BANDAS MAIS BIOTITICOS A QZ,F,(G),((BIOT)). HOMOGENEIDADE E  
BANDAS MAIS BIOTITICOS A QZ,F,(G),((BIOT)). HOMOGENEIDADE E  
ESTRUTURAS SUGEREM MESMA ORIGEM GNAISSE PONTO 2MW620 PROXIMO  
ESTRUTURAS SUGEREM MESMA ORIGEM GNAISSE PONTO 2MW620 PROXIMO  
FOL.N50W30SW; LIN.CHARNEIRA TRANSPOSICAO:25S10-20W  
FOL.N50W30SW; LIN.CHARNEIRA TRANSPOSICAO:25S10-20W  
ROCHA: 622A-SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO  
minerais: OR55% QZ35% GRANA 2% SILLI 1% BIOTI EPIDO  
ZIRCA

02-2MW-0623 (16 08 20 S 49 33 50 W UTM:22 N:8215150 E:653500)  
LEPTINITO CATACLASITICO SEMELHANTE AO 622  
LEPTINITO CATACLASITICO SEMELHANTE AO 622

02-2MW-0624 (16 09 02 S 49 33 56 W UTM:22 N:8213850 E:653300)  
LEPTINITO MUITO FINO, SEM FOLIACAO(CATACLASITICO)  
LEPTINITO MUITO FINO, SEM FOLIACAO(CATACLASITICO)

02-2MW-0625 (16 09 35 S 49 34 06 W UTM:22 N:8212850 E:653000)  
LEPTINITO MUITO FINO, SEM FOLIACAO  
LEPTINITO MUITO FINO, SEM FOLIACAO  
ROCHA: 625-SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO  
minerais: QZ45% PERTI25% ANDES15% GRANA 8% SILLI 4% BIOTI 1%  
OPACO 1%

02-2MW-0626 (16 11 03 S 49 35 54 W UTM:22 N:8210150 E:649800)  
LAJEDO NO RIACHO: ENDERBITO C/XENOLITOS MAFICOS ANFIBOLITIZ.  
LAJEDO NO RIACHO: ENDERBITO C/XENOLITOS MAFICOS ANFIBOLITIZ.  
(MAGMA MIXING?)E ESTIRADOS C/SEGREGACAO DE QZ, FELD E CAC03  
(MAGMA MIXING?)E ESTIRADOS C/SEGREGACAO DE QZ, FELD E CAC03  
FOL.MILONITICA N20WSUBV NE; PLANOS DEXTROGIROS N10W V  
FOL.MILONITICA N20WSUBV NE; PLANOS DEXTROGIROS N10W V  
FASES PEGMATITICAS TARDIAS TAMBEM COM TEXTURA MILONITICA  
FASES PEGMATITICAS TARDIAS TAMBEM COM TEXTURA MILONITICA  
ROCHA: 626A-GRANADA BIOTITA GNAISSE GRANITICO  
minerais: QZ30% KFER30% OLIGO15% MUSCO10% BIOTI 8% GRANA 5%  
EPIDO RUTIL

PERCURSO OU LOCAL: SAO JOSE DO RETIRO - AMERICANO BRASIL

02-2MW-0627 (16 13 08 S 49 52 45 W UTM:22 N:8206500 E:619800)  
MILONITO DE GRANITO A LEPTINITO C/ G VERM. E KF OVOIDE DE  
COR CINZA/AZULADA; CORD?-> CINZA GRAXO. FC MEDIOS ATE  
ULTRAMILONITOS C/AUGENS DE KF, BEM LAMINADOS

02-2MW-0628 (16 13 18 S 49 52 30 W UTM:22 N:8206200 E:620250)  
TOPO DO MORRO: LEPTINITO BRANCO C/PONTOS E BANDAS MOSQUEADO  
DE VERDE/CINZA (GRAN. CLORITIZADA) ATE ULTRAMILONITO DE COR  
CINZA (CORD?+GRAN->PINITA?) C/RESTOS DE GRANADA VERMELHA  
E AUGENS FELDSPATO E DE QZ

PERCURSO OU LOCAL: SAIDA NORTE DE ANICUNS

02-2MW-0629 (16 27 06 S 49 57 12 W UTM:22 N:8180800 E:611750)  
CORTE ESTRADA AO N DE ANICUNS; JUNTO DE 153: ANFIBOLITO COM  
FASE DE FELDSPATIZACAO E BIOTITIZACAO ASSOCIADO COM BIOTITA  
GNAISSE - QZ DIORITO A GRANODIORITO - FORTEMENTE ESTRUTURADO  
EM MULLIONS (DOBRAS EM BAINHA??) - LIN ESTIRAM:40N65W

PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - CORREGO CAPOEIRAO

02-2MW-0630 (16 14 56 S 49 54 19 W UTM:22 N:8203200 E:617000)  
ESE DE AMERIC.BRASIL: GRANODIORITO GROSSEIRO MILONITIZADO A  
AUGEN-MILONITO. LEMBRA ROCHA DE 628; PODERIA SER PROTOLITO  
DOS LEPTINITOS. MINERAL AVERMELHADO (GRAN? ORTITA?)

02-2MW-0631 (16 15 06 S 49 54 19 W UTM:22 N:8202900 E:617000)  
 NO RIACHO E MORROTES A SUL: LEPTINITO TIPICO E LEPTINITO DE  
 TRANSICAO (BIOTITICO OU RETROMETAMORFICO?). SUBINDO O MORRO  
 A NW :GNAISSE BEM FOLIADO E MUITO DOBRADO; FACIES TRANSICAO  
 GRANULITO/ANFIBOLITO? OU RETRO: CORD?. TRANSICAO P/AUGEN  
 MILONITO C/FORTE LIN DE ESTIRAMENTO. FOL MILON:N50W30SW

02-2MW-0632 (16 15 08 S 49 54 07 W UTM:22 N:8202850 E:617350)  
 ANFIBOLITO MILONITICO COM FORTE LINEACAO 15N50W FOL N30W25SW  
 PERCURSO OU LOCAL: AMERICANO BRASIL - CAETANOS - FZ. CONCEICAO

02-2MW-0633 (16 15 55 S 49 54 56 W UTM:22 N:8201400 E:615900)  
 GRANADA BIOTITA GNAISSE MILONITICO. FOL MILON N30W30SW  
 LIN MILONITICA: 25N50W

02-2MW-0634 (16 15 55 S 49 54 43 W UTM:22 N:8201400 E:616300)  
 GRANODIORITO A QZ DIORITO GNAISSEFICADO/MILONITICO; PARECE  
 QUE 'E UMA INTRUSAO MILONITIZADA

02-2MW-0635 (16 16 05 S 49 54 19 W UTM:22 N:8201100 E:617000)  
 GRANADA GNAISSE(GRANULITO ACIDO)C/GRANADA POS-TECTONICA  
 VERMELHA(PIROPO?);GRANULITO MAFICO FINO(HORNFELS?CATACLASIT  
 E MILONITOS/ULTRAMILONITOS DE GNAISSES E DE META QZ-DIORITO  
 CRESCIMENTO DE GRANADA IDIOMORFICA ATE 3CM SOBRE A FOLIACAO  
 ULTRAMILONITICA - FOL.MILON. N20W40SW  
 ROCHA: 635-BIOTITA NORITO A DIORITO GRANULITIZADO  
 minerais: LABRA65% OPX25% BIOTI 8% OPACO 1% HORNB 1% APATI  
 ROCHA: 635A-META-SIENO-MONZONITO BLASTO CATACLASTICO  
 minerais: KF70% OLIGO20% GRANA 3% HORNB 2% AEGIR 2% OPACO  
 APATI  
 ROCHA: 635B-GRANADA BIOTITA ANFIBOLITO (META-MONZONITO)  
 minerais: OR45% SAUSS30% BIOTI10% HORNB 8% EPIDO 4% GRANA 3%  
 APATI  
 ROCHA: 635E-METAGABRO CATACLASADO E URALIT/SAUSSURITIZADO  
 minerais: PLAGI65% HORNB30% EPIDO 4% OPACO 1%

02-2MW-0636 (16 16 05 S 49 53 57 W UTM:22 N:8201100 E:617650)  
 GNAISSE A HORNBLENDA C/NUCLEO DE PX RETRO/TRANSICAO?  
 ASSOCIADO CATACLASITO BRANCO C/PINTAS DE BIOTITA (->GRANADA)  
 800M A E: GRANADA ANFIBOLITO E HORNB GNAISSE TIGRADO A MILON  
 BRECHA SILICOSA C/CAVIDADES DISSOLUCAO (CO3?)

02-2MW-0637 (16 16 08 S 49 53 45 W UTM:22 N:8201000 E:618000)  
 NA BASE DO MORRO: GRANADA BIOTITA EPIDOTO GNAISSE E HORNB.  
 GNAISSE MILONITICOS; FOL.MILON:N40E50NW; LIN.MILON.45N70W

02-2MW-0638 (16 16 19 S 49 53 35 W UTM:22 N:8200650 E:618300)  
 LAJEDO DE ANFIBOLITO TIGRADO - META GABRO - DOBRADO COM  
 PLANOS DE CISALHO:N80W LEVOGIRO E N20W ENTRE OUTROS.  
 TEXTURA NEMATOBlastica/MILONITICA.

02-2MW-0639 (16 15 45 S 49 52 50 W UTM:22 N:8201700 E:619650)  
 SILLIMANITA GRANADA LEPTINITO DOBRADO; BIOTITIZADO EM PARTE

02-2MW-0640 (16 15 05 S 49 52 41 W UTM:22 N:8202900 E:619900)  
 \*\*INTRUSAO MAFICA-ULTRAMAFICA DA FAZ.CONCEICAO\*\*  
 PLAGIOCL. PIROXENITO SEMELHANTE AO 340; MACICO COM FRATURAS  
 IRREGULARES E ESPACADAS, GRAO MEDIO/GROSSO; CINZA  
 100 M ACIMA PARCIALM.TREMOLITIZADO C/XISTOSIDADE INCIPIENTE  
 +100M BLOCOS GRANDES DE LEPTINITO E DE METAGABRO ROLADOS  
 ROCHA: 640-ORTOPIROXENITO PLAGIOCLASICO  
 minerais: OPX70% PLAGI18% HORNB10%

02-2MW-0641 (16 15 04 S 49 52 33 W UTM:22 N:8202950 E:620150)  
 JUNTO DO MORROTE, NO RCH: LEPTINITO MUITO FELDSPATICO COM  
 FOLIACAO N40W50SW; VARIANDO PARA TERMOS BIOTITIZADOS FINOS

02-2MW-0642 (16 14 49 S 49 52 30 W UTM:22 N:8203400 E:620250)  
 BIOTITA GNAISSE MILONITICO ALTERADO C/N50WSUBV

02-2MW-0643 (16 14 43 S 49 52 25 W UTM:22 N:8203600 E:620400)  
 MILONITO DE LEPTINITO? NO DOMINIO DA INTRUSAO MAFICO-ULTRAM.  
 PARECE HORNFELS ; FORTE LINEACAO 30W

02-2MW-0644 (16 15 54 S 49 52 23 W UTM:22 N:8201400 E:620450)  
 META GABRO-NORITO C/VEIOS PIROXENITO A OPX BEM DESENVOLVIDO  
 ESPESSURAS CENTIMETRICAS,DESCONTINUOS

ROCHA: 644-NORITO GRANULITIZADO

minerais: OPX45% LABRA40% HORNB 5% ACTIN 2% OPACO 2% EPIDO 1%

ROCHA: 644B-VEIOS ORTOPIROXENITO EM NORITO GRANULITIZADO

minerais: OPX85% CPX10% HORNB 3% PLAGI OPACO

02-2MW-0645 (16 15 01 S 49 52 25 W UTM:22 N:8203050 E:620380)

JUNTO DA GROTA: ANFIBOLITO MILONITICO C/ LIN 20W