



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA TERMINAÇÃO LESTE DA
FALHA CARAJÁS, SUL DO ESTADO DO PARÁ**

TESE APRESENTADA POR

FABRIZIO DIAS LIMA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **18 / 06 / 2002**

Comitê de Tese:

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO (Orientador)

JOÃO FERNANDO MARTINS HIPPERT

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Belém



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA TERMINAÇÃO LESTE DA
FALHA CARAJÁS, SUL DO ESTADO DO PARÁ**

TESE APRESENTADA POR

FABRIZIO DIAS LIMA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **18 / 06 / 2002**

Comitê de Tese:


ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO (Orientador)


JOÃO FERNANDO MARTINS HIPPERT


CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Belém

Aos meus avós e pais.

AGRADECIMENTOS

Não poderia deixar de dar os meus mais sinceros agradecimentos a todas as pessoas que de diversas maneiras colaboraram para a elaboração deste trabalho. Afinal, sem estas pessoas o trabalho teria sido muito mais penoso ou até mesmo impossível.

Um agradecimento especial, ao Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pela atenção e orientação dada não só durante a execução dessa pesquisa, mas praticamente em toda minha vida acadêmica. Sua boa vontade, paciência, bom humor, críticas e discussões possibilitaram não só a elaboração deste trabalho, como também moldaram a minha formação como geólogo. Muito obrigado.

A Junny Kyley Mastop de Oliveira e Cleyton Carneiro, que me acompanharam nas viagens de campo, agüentando bravamente as escaladas na serra e os acampamentos no meio da mata.

Aos meus amigos Marivaldo dos Santos Nascimento, Leonardo Brasil e Rodrigo Dias Lima pelo companheirismo nestes anos todos e pelas suas sugestões.

Aos amigos do COMAP – Osmar Santos e Adilson Soares, pelo apoio indispensável.

Ao amigo Carlos Alberto Dias que sempre nos guiou com alegria e segurança pelos confins da Serra do Rabo.

A DOCEGEO e ao Geólogo Anselmo Soares que permitiram o acesso à suas áreas de pesquisa, cederam imagens de sensores e também nos deram apoio logístico.

Ao CNPq pelo suporte financeiro que permitiram a realização desta pesquisa.

A minha família pelo incentivo indispensável, principalmente nos momentos mais difíceis.

| | |
|---|-----------|
| DEDICATÓRIA | p. |
| AGRADECIMENTOS | i |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | ii |
| RESUMO | v |
| ABSTRACT | 1 |
| 1 – GENERALIDADES | 3 |
| 1.1- INTRODUÇÃO | 3 |
| 1.2 – OBJETIVOS DA PESQUISA | 4 |
| 1.3 – MÉTODOS USADOS | 5 |
| 1.4 – DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS | 6 |
| 1.4.1 – Cisalhamento puro e simples | 7 |
| 1.4.2 – Transpressão e Transtensão | 9 |
| 1.4.3 – Reativação | 11 |
| 1.4.4 – Falhas transcorrentes | 12 |
| 1.4.5 – Terminações de falhas transcorrentes | 14 |
| 2 – ASPECTOS SOBRE A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO | 18 |
| 2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO | 18 |
| 2.2 – GEOLOGIA REGIONAL | 21 |
| 2.2.1- Terreno Granito – Gnáissico de Alto Grau | 23 |
| 2.2.2- Terrenos Granito – Greenstone | 25 |
| 2.2.3- Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau | 25 |
| 2.3 – MODELOS TECTÔNICOS PARA A REGIÃO DE CARAJÁS | 27 |
| 3 – DADOS DE SENSORES REMOTOS | 31 |
| 3.1- LEITURA E ANÁLISE DOS SENSORES | 31 |
| 3.1.1- Dados de imagens de satélite, radar e fotografias aéreas | 31 |

| | |
|---|----|
| 3.2- DISCUSSÃO | 38 |
| 4 – DADOS DE MAPEAMENTO DE CAMPO | 40 |
| 4.1 – GEOLOGIA DA SERRA DO RABO E ADJACÊNCIAS | 40 |
| 4.1.1 – Complexo Xingu | 42 |
| 4.1.2 – Grupo Grão Pará | 46 |
| 4.1.3 – Granitos Arqueanos | 56 |
| 4.1.4 – Formação Gorotire | 66 |
| 4.1.5 – Intrusivas máficas-ultramáficas | 68 |
| 4.1.6 – Diques e rochas quartzofeldspáticas | 70 |
| 5 – DISCUSSÕES | 72 |
| 5.1- SOBRE O COMPLEXO XINGU | 72 |
| 5.2- SOBRE O GRÃO PARÁ | 75 |
| 5.3- SOBRE OS GRANITOS ARQUEANOS | 77 |
| 5.4- SOBRE A FORMAÇÃO GOROTIRE | 79 |
| 6 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA | 83 |
| 6.1. – EVOLUÇÃO ESTRUTURAL | 83 |
| 7 – CONCLUSÕES | 89 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 92 |
| ANEXO | |

Mapa geológico e estrutural da região da Serra do Rabo.

| | p. |
|--|----|
| Figura 01 – Diagrama ilustrando os tipos de fluxo determinados pelo padrão das velocidades angulares (ω) e taxas de estiramento (ϵ) para as linhas materiais em um determinado volume. Note que as taxas de estiramento observadas são as mesmas para o cisalhamento puro e simples. A diferença deve ser estabelecida prioritariamente pela velocidade angular (Passchier et al., 1990). | 8 |
| Figura 02 – Modelo tridimensional de transpressão, com suas componentes de cisalhamento puro e simples, mostrando o espessamento vertical produzido no corpo deformado no estado finito (Sanderson e Marchini, 1984). | 9 |
| Figura 03 – Diagrama ilustrando os dois tipos de transpressão: dominado por cisalhamento puro e dominado por transcorrência ou cisalhamento simples (Tykoff e Teyssier, 1994). | 10 |
| Figura 04 – Diagrama esquemático mostrando as relações entre tipos de rochas/trama (fault rocks/fabric), distribuição da deformação (strain distribution) o estilo de rejuvenescimento tectônico (style of tectonic rejuvenation) e os controles reológicos primordiais (primary rheological control on rejuvenation) para diferentes profundidades. O limite da reativação (zone of reactivation) e retrabalhamento (zone of reworking) seria gradacional (Holdsworth et al., 2001). | 11 |
| Figura 05 – Arranjo espacial, em planta, de uma falha transcorrente dextral com suas principais estruturas associadas. Observar o padrão curvo do traço de falha possibilitando a formação de estruturas extensionais (releasing bend) e contracionais (restraining bend), além de áreas de subsidência marcada pelo sombreado. PDZ – zona principal de deslocamento; Horsetail splay – splay em rabo de cavalo; synthetic shear – cisalhamento sintético; secondary synthetic shear – cisalhamento sintético secundário; antithetic shear – cisalhamento antitético (Biddle e Christie-Blick, 1985). | 12 |
| Figura 06 – Principais estruturas secundárias observadas em associação a falhas transcorrentes dextrais. a) estruturas observadas no embasamento; b) estruturas comuns em rochas de cobertura (Price e Cosgrove, 1994). | 13 |
| Figura 07 – Esquema demonstrando os tipos de propagação de terminação de falhas. O modo II é caracterizado por propagação ao longo da direção do plano de falha, e o modo III, ao longo da direção de mergulho do plano desta. Notar a possibilidade de ocorrer o modo híbrido entre o modo II e III. (Kim, 2000). | 15 |
| Figura 08 – Os vários tipos de estruturas observadas em terminações de falhas dominadas por modo II. Algumas estruturas apresentadas são combinações de padrões e modos mistos. E – fraturas extensionais; Ss – fraturas de cisalhamento sintéticas; As – fraturas de cisalhamento antitéticas (Kim, 2000). | 16 |
| Figura 09 – Mapa de localização da região de Carajás na região norte do Brasil. | 18 |

| | |
|---|----|
| Figura 10 – Os dois subdomínios tectônicos mais importantes do Cinturão Itacaiúnas. Observar a Falha Carajás no Sistema Transcorrente Carajás e a localização da área de estudo na região de Serra do Rabo. | 19 |
| Figura 11 – A região do Cinturão Itacaiúnas, com o Sistema Transcorrente Cinzento mais ao norte, e ao sul, o Sistema Transcorrente Carajás, com a Falha Carajás. Pode-se observar pela diferenças de textura a “estrutura sigmoidal de Carajás” em “z”, sugerindo cinemática dextral. O Granito Central de Carajás também é visível (Imagem LANDSAT TM 5, banda 4). | 20 |
| Figura 12 – Quadro comparativo das propostas estratigráficas para a região de Carajás apresentadas por DOCEGEO (1988), Araújo e Maia (1991) e Pinheiro (1997). | 22 |
| Figura 13 – Mapa geológico proposto para a região de Carajás e seus principais lineamentos (modificado de Pinheiro, 1997). | 27 |
| Figura 14 – Quadro evolutivo esquemático para a região de Carajás, no período de 2.8Ga a 1.9Ga (Pinheiro e Holdsworth, 2001). | 30 |
| Figura 15 – Mapa com os principais lineamentos, cristas de relevo e lineações de relevo e drenagem observados em imagens de satélite, RADAR e fotografia aérea para a região da Serra do Rabo. | 32 |
| Figura 16 – Imagem de satélite da região da Serra do Rabo. Os lineamentos mais fortes e proeminentes correspondem à terminação leste da Falha Carajás (LANDSAT TM, Banda 4). | 33 |
| Figura 17 – Imagem de RADAR da região da Serra do Rabo (RADAR Intera-Banda X). | 34 |
| Figura 18 – Mapa com os principais lineamentos, cristas de relevo e lineações de relevo e drenagem divididos segundo os três conjuntos aqui sugeridos para a região da Serra do Rabo. | 35 |
| Figura 19 – Mapa geológico com os principais lineamentos e litologias para a região da Serra do Rabo. | 41 |
| Figura 20 – Estereograma com contornos de concentrações de pólos da foliação do Complexo Xingu, observadas na área de estudo. Lineação mineral representada por círculos vermelhos. | 44 |
| Figura 21 – Afloramento de rochas do Complexo Xingu na região próxima à Vila Planalto. A) bandamento gnáissico fino dobrado, desenvolvendo dobras apertadas; B) perfil da dobra com eixos apresentando caimentos de aproximadamente 20°/W e C) diagrama esquemático mostrando a geometria das dobras em 3D. | 45 |
| Figura 22 – Fraturas com preenchimento por material hidrotermal truncando foliação das rochas do Complexo Xingu em afloramento situado nas cercanias da Vila Planalto. | 46 |
| Figura 23 – Formação ferrífera bandada da Formação Carajás. A) bandamento com intercalação de minerais ricos em ferro com bandas de quartzo, cortados por fraturas e falhas de caráter eminentemente rúptil observado em afloramento 6 km a norte da Vila Planalto; B) formação ferrífera observada em lâmina com a deformação rúptil evidenciada (nicóis cruzados). | 48 |

- Figura 24** – Mapa mostrando estereogramas do bandamento da Formação Carajás e foliação da Formação Parauapebas na região estudada. Variação da direção de E-W para NW-SE, com mergulhos altos para N-S ou NE-SW. 49
- Figura 25** – Mapa mostrando estereogramas demonstrando a variação dos eixos de dobras mesoscópicas e planos axiais nas rochas da Formação Carajás. Quando representadas no mesmo estereograma, as estruturas da primeira geração estão em coloração azul e as da segunda geração em vermelho 50
- Figura 26** – Afloramento das rochas da Formação Carajás, próximo ao Rio Parauapebas. A) Eixo de dobras com caimento $30^{\circ}/120^{\circ}$, lapiseira indicando o eixo; B) fraturas e falhas de direção N-S e NE-SW cortando o bandamento da formação ferrífera. 52
- Figura 27** – Afloramento das rochas do Grupo Grão Pará expostas no topo dos platôs, nas adjacências de traços da Falha Carajás, 10 km a norte da Vila Planalto. A) mapa estrutural das exposições nos platôs, com estereograma dos eixos de dobras e planos axiais das estruturas de primeira e segunda geração (ver anexo); B) dobras mesoscópicas nas rochas da Formação Carajás com eixos caindo para SE, relacionadas com as estruturas da primeira geração (vide texto); C) foliação espaçada e grossa desenvolvida nas rochas da Formação Parauapebas com direção NW-SE, cortada por fraturas e falhas de direção NE-SW e D) redobramento do bandamento nas rochas da Formação Carajás por fraturas e falhas de direção NE-SW, com eixo caindo para SW. 53
- Figura 28** – Afloramento das rochas da Formação Carajás, 5 km a sul do Projeto Cristalino - DOCEGEO. A) painel esquemático com o bandamento dobrado sendo cortado por fraturas e falhas de direção N-S e NE-SW; B) eixo de dobras mesoscópicas em bandamento da formação ferrífera com caimento para SW. A caneta indica o eixo das dobras. 55
- Figura 29** – Lineação mineral desenvolvida em tectônico L a LS, com caimento paralelo aos eixos de dobras, observada em afloramentos situados 5 km a sul do Projeto Cristalino – DOCEGEO. 56
- Figura 30** – Foliação S-C desenvolvida no Granito Planalto com cinemática dextral. Afloramento na borda oeste do plúton. 57
- Figura 31** – Intenso fraturamento e veios de quartzo com direção NW-SE, em afloramento situado a 1 km a oeste do Granito Planalto. 58
- Figura 32** – Mapa estrutural do Complexo Granítico Estrela e encaixantes segundo Barros (1997). Em vermelho, a foliação interpretada (redesenhado de Barros, 1997). Localização do painel de detalhe indicado pelo quadrado azul (Fig. 33). 60
- Figura 33** – Mapa estrutural de detalhe da exposição das rochas do Complexo Granítico Estrela em afloramento na porção norte (ver texto). A) estereograma com contorno de concentrações de pólos da foliação primária, com eixo beta caindo para SW com baixo ângulo e estereograma de eixos de dobras mesoscópicas com caimento moderados a baixos para o quadrante SW; B) banda de cisalhamento truncando a foliação primária com direção NE e cinemática sinistral; C) falhas normais tardias com direção NE e SW e D) foliação primária dobrada com eixos caindo para o quadrante SW. 62
- Figura 34** – Diagrama demonstrando o desenvolvimento das estruturas no Complexo Granítico Estrela deduzido do painel de detalhe (Fig. 33). A) Em um primeiro momento o desenvolvimento de uma trama primária (S_0) durante a colocação do corpo granítico; 63

B). esta trama foi deformada com o desenvolvimento de dobras de baixo caimento para SW e uma segunda trama (S_1) paralela ao plano axial das dobras, conjuntamente com bandas e zonas de cisalhamento (S_2) e C) posteriormente, em um evento tardio rúptil, falhas normais.

| | |
|--|----|
| Figura 35 – Mapa com estereogramas mostrando a variação da foliação e lineação mineral das rochas da Suíte Plaquê, na região estudada, e seus domínios aqui sugeridos. | 65 |
| Figura 36 – Exposições das três fácies da Formação Gorotire. A) arenitos arcoseanos próximos à Vila CEDERE I; B) arenitos e microconglomerados esbranquiçados ($6^{\circ}13'57''S / 49^{\circ}56'27''W$) e C) conglomerados polimíticos marrom-avermelhados na mina da BRILASA, a sul do Granito Rancho Alegre. | 67 |
| Figura 37 – Textura com sinais de recristalização observada no Gabro Santa Inês (nicóis cruzados). | 70 |
| Figura 38 – Textura intergranular observada em dique de direção NE-SW, intrudido nas rochas da Formação Gorotire, próximo ao Rio Parauapebas ($6^{\circ} 11' 41''S/49^{\circ} 55' 06''W$; nicóis cruzados). | 71 |
| Figura 39 – Afloramento de rocha essencialmente quartzito feldspática, 5 km a SE da Vila CEDERE I. | 72 |
| Figura 40 – Diagrama esquemático mostrando a geometria e arranjo espacial das dobras desenvolvidas durante transpressão sinistral. O splay mais ao sul, incorpora movimentação dextral devido seu alto ângulo em relação ao vetor de convergência oblíqua. | 76 |
| Figura 41 – Bloco diagrama esquemático mostrando a geometria dos blocos e lineamentos que compõem a bacia de deposição da Formação Gorotire (Lima e Pinheiro, 2001). | 80 |
| Figura 42 – Seqüência de fotografias e desenhos correspondentes ilustrando o desenvolvimento de falhas, em um modelo analógico para bacias pull-apart, visto em planta. A) desenvolvimento de falhas normais margeando a bacia pull-apart incipiente; B) desenvolvimento de rampas laterais (relay ramps) e falhas transcorrentes (Through-Going Cross-Basin Fault); C) falhas transcorrentes cortando diagonalmente a bacia e D) bacia pull-apart totalmente madura (Rahe et al., 1998). | 85 |
| Figura 43 – Sumário da evolução tectônica proposta para a região da Serra do Rabo | 88 |

Tabelas

| | |
|---|----|
| Tabela 1 – Relação dos sensores utilizados | 5 |
| Tabela 02 – Resumo dos dados geocronológicos disponíveis para a região de Carajás (modificado de Villas e Santos, 2001). | 24 |

RESUMO

O objetivo desta pesquisa é estudar a evolução tectônica da terminação leste da Falha Carajás, com ênfase na geometria e história cinemática dos seus principais lineamentos. A área selecionada está localizada na borda leste do Cráton Amazônico, próximo ao Cinturão Araguaia (Proterozóico), fazendo parte do Cinturão Itacaiúnas. A Falha Carajás representa a feição tectônica mais importante do Sistema Transcorrente Carajás, cortando-o diagonalmente com direção NW-SE e sendo responsável pela maior parte da deformação observada nas rochas aflorantes na região. De acordo com os estudos anteriores, a Falha Carajás foi nucleada durante o Arqueano, durante um episódio de deformação transtensiva dextral seguido por transpressão sinistral e, posteriormente, reativada diversas vezes do Arqueano ao Fanerozóico. A típica terminação de falha em "rabo de cavalo", observada na área de estudo, está relacionada com a nucleação da falha, tendo sido afetada por quase todos os episódios posteriores. Os estudos desenvolvidos particularmente na terminação da falha demonstrou a presença de pelo menos seis episódios de deformação regional, todos relacionados com o deslocamento oblíquo de blocos falhados (transtensão e transpressão) sob condições reológicas dúctil-rúptil a rúptil. As rochas do embasamento representadas pelos complexos arqueanos Xingu e Pium foram deformadas sob transpressão sinistral dúctil particionada capaz de desenvolver diversos domínios cinemáticos, a maioria reconhecidos ao longo da área sul do mapa. Após a deposição das rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Grão Pará e as rochas sedimentares clásticas da Formação Águas Claras, a região foi afetada por uma deformação transtensiva dextral. Esse episódio de deformação é responsável pelo contato tectônico observado entre essas rochas e as rochas do embasamento, seguindo um modelo similar aquele apresentado para outros sistemas transcorrentes onde houve o desenvolvimento de estruturas do tipo *pull-apart*. Os plútons graníticos arqueanos (c.a. 2.7 Ga), intrudidos em diversas rochas regionais, mostram uma posição evolutiva controversa devido uma incompatibilidade entre os dados geológicos, deformacionais e isotópicos observados. As dobras e trama planar-linear presentes nas rochas do Grupo Grão Pará são relacionadas a episódio principal de transpressão sinistral, devido a uma inversão fraca que teve momento durante o Arqueano tardio e o Paleoproterozóico (após 2.6 Ga e antes de 2.0-1.8 Ga). Um episódio de deformação durante o Mesoproterozóico foi responsável pela movimentação vertical de blocos limitados pelos principais lineamentos na terminação da falha onde as rochas da Formação Gorotire teriam sido depositadas. O padrão geométrico observado na terminação leste da Falha Carajás, formada pelo conjunto de segmentos de direção E-W, NE-SW e NW-SE, seria similar aquele previamente apresentado para terminações do tipo "rabo de cavalo" ou terminação de modo misto (II e III), confirmando a cinemática dextral inicial para esta falha durante sua nucleação.

ABSTRACT

The aim of this research is to study the tectonic evolution of the Carajás Fault termination region emphasizing the geometry and kinematic history of its main lineaments. The area selected to study is located in the eastern border of the Amazonian Craton, close to its contact with the Proterozoic Araguaia Belt, as part of the Itacaiúnas Belt. The Carajás Fault represents the most important tectonic feature, crossing from NW to SE the so-called Carajás Strike Slip System, being responsible for most of the deformation observed on the regional outcropping rocks. According to previous studies the Carajás Fault was nucleated during the Archaean related to an initial dextral transtensional episode of deformation being followed by sinistral transpression and later reactivated several times from the Late Archaean to the Phanerozoic. The typical horsetail fault termination observed in the studied area is also related to the fault nucleation being affected by almost all the later events. The studies developed particularly along the fault termination pointed out the presence of at least six main tectonic episodes of regional deformation, all related to the oblique displacement of the fault blocks (transtension to transpression) under ductile-brittle to brittle rheological conditions. The basement rocks represented by the Archaean Xingu and Pium Complex were deformed under partitioned ductile sinistral transpression able to develop several kinematic domains, mostly recognised along the southern area of the map. After the deposition of the volcanic and sedimentary rocks of the Grão Pará Group and the clastic sedimentary rocks of the Águas Claras Formation, the region was affected by dextral transtensional deformation. This episode of deformation is responsible for the tectonic contact observed between these rocks and the adjacent basement, following a model similar to those presented for other strike-slip regions where a pull-apart structure has been formed. The granitic plutons (c.a. 2.7Ga) emplaced in several of the regional rocks show a controversial evolutionary position due lack of agreement between geological, deformational and isotopic data. The folds and the planar-linear fabrics present in the Grão Pará rocks are related to the main sinistral transpressional episode of deformation, due a weak tectonic inversion, that took place during the Late Archaean-Paleoproterozoic (after 2.6Ga and before 2.0-1.8Ga). A later Mesoproterozoic episode of deformation was responsible for the vertical displacement of blocks separated by several lineaments of the fault termination where the Gorotire Formation rocks were deposited. The geometric pattern observed in the Carajás Fault termination, formed by sets of E-W, NE-SW and NW-SE segments, is similar to those previously presented to *horse splay* or *mixed mode tip II and III* structures, confirming the initial dextral kinematics of this fault during its nucleation.

Capítulo 1

GENERALIDADES

1.1- INTRODUÇÃO:

A Falha Carajás representa uma das mais intrigantes e expressivas feições tectônicas presente no Sistema Transcorrente Carajás. Essa estrutura corta os lineamentos maiores que definem este sistema de falhas, no sentido WNW-ESE, e deformam rochas supracrustais arqueanas aflorantes no seu interior (Pinheiro, 1997). Dentre as unidades rochosas afetadas pela Falha Carajás destacam-se as vulcânicas e formações ferríferas do Grupo Grão Pará (ca.2.7 Ga; Wirth *et al.*,1986) e as rochas sedimentares da Formação Águas Claras (2.7Ga-2.6Ga). Essas seqüências rochosas encontram-se intrudidas por granitos anorogênicos com idade em torno de 1.9 Ga (Wirth *et al.*,1986). As rochas da Formação Gorotire, de posição estratigráfica ainda incerta, estão acima da Formação Águas Claras e do Grupo Grão Pará (Pinheiro, 1997; Pinheiro e Holdsworth, 1997; Lima e Pinheiro, 2001).

A evolução tectônica do Sistema Transcorrente Carajás é marcada pela reativação rúptil a rúptil-dúctil da trama planar dúctil pré-existente nas rochas do embasamento (granitos e gnaisses com ca. 2.8Ga), em pelo menos cinco episódios tectônicos consecutivos onde predominaram movimentações oblíquas alternadas, transtensiva-transpressiva (p.e. Pinheiro, 1997).

A Falha Carajás, em particular, deve ter sido formada entre 2.6 e 1.9 Ga, durante um período de reativação regional, transtensiva dextral, sendo posteriormente (antes de 1.9 Ga) reativada sob transpressão sinistral (Pinheiro e Holdsworth, 1997).

A geometria e cinemática das terminações em *splay* da Falha Carajás são assunto ainda muito pouco estudado e será abordado de maneira primordial nesta dissertação. O entendimento da evolução dessa estrutura poderá trazer informações

importantes para uma melhor compreensão da história tectônica regional e da distribuição de fluídos metalogeneticamente importantes.

Por outro lado, a importância de se entender o desenvolvimento desta estrutura, dentre outras, reside na existência de diversas ocorrências minerais importantes em íntima associação com o arcabouço desenhado por esta feição.

1.2 – OBJETIVOS DA PESQUISA:

A região adjacente à Serra dos Carajás, a leste do Rio Parauapebas, tem sido alvo de pesquisas geológicas desde o início da década de 80, com mapeamentos em escala regional realizados principalmente pela DOCEGEO e CPRM (p.e. DOCEGEO, 1988; Araújo e Maia, 1991).

Esses trabalhos têm chamado atenção sistematicamente para a presença de um embasamento arqueano "granito-gnáissico" e seqüências do tipo *greenstone-belts* (Grupo Rio Novo) termo-tectonicamente retrabalhadas (Araújo e Maia, 1991). Rochas supracrustais vulcânicas e sedimentares têm igualmente sido mapeadas nessa região. Vários plútons graníticos com idades em torno de 2.0-1.9 Ga cortam estas rochas supracrustais.

A região é marcada por fortes lineamentos anastomosados que representam prolongamentos do Sistema Transcorrente Carajás. Estes lineamentos são cortados pela Falha Carajás que atravessa essa feição por mais de 150 km.

Estudos tectônicos da Falha Carajás têm sido pouco realizados, apesar da importância dessa estrutura no controle estratigráfico de várias rochas portadoras de bens minerais na região. A terminação dessa estrutura, em "rabo de cavalo", é ainda muito pouco entendida sob o ponto de vista cinemático.

Este trabalho pretende abordar problemas relacionados ao entendimento geométrico e cinemático das estruturas que formam, particularmente, a terminação leste da Falha Carajás.

1.3 – MÉTODOS USADOS

Foram utilizadas técnicas básicas de mapeamento geológico de áreas deformadas.

Imagens de satélites, radar e fotografias aéreas em escalas disponíveis (1:25000, 1:250000, 1:100000 – Tabela 1) da área correspondente à borda E da estrutura de Carajás; foram interpretadas utilizando as técnicas sugeridas por Soares e Fiori (1976) no tratamento de fotografias aéreas; para a interpretação de imagens de satélite foi adotada a metodologia apresentada por Veneziani e Dos Anjos (1982).

Tabela 1 – Relação dos sensores utilizados

| Quantidade | Sensor |
|------------|--|
| 10 | Fotos aéreas do Projeto Grande Carajás, escala 1:100 000 (08/FAB-PSDC-80-80 / Xingu). Faixas: 0200, 0310. |
| 45 | Fotos aéreas do Projeto Geológico do Araguaia, DNPM, SPVEA, escala 1:45 000 (Faixas: 131 605b, 605/6c, 606b, 607c e 608b). |
| 116 | Fotos aéreas do Projeto Cristalino (DOCEGEO) de setembro de 1999, escala 1:20000 (Faixas: 3 a 10). |
| 01 | Imagem de radar Intera-Banda X, Projeto Serra do Rabo (DOCEGEO), 1992, escala 1:50 000. |
| -- | Arquivos magnéticos com dados geofísicos radiométricos do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (Região da Serra do Rabo). MME – CPRM (Belém). |
| 01 | Mosaico-Índice do Projeto Geológico do Araguaia, Bloco Xingu-Araguaia, Folha N°1041. Escala aproximada 1:150 000. |
| 01 | Mosaico semi-controlado de Radar, Projeto Radam (CPRM 198-1026), Folha SB22-Z-A-III, escala 1:100 000. |
| 02 | Imagens de satélite LANDSAT TM 5, banda 4. WRS 224/064 (22/jun/92) e WRS 223/064 (28/mai/91). Escala 1:250 000 |

Foram elaborados mapas preliminares a partir da integração de dados obtidos pela interpretação de fotografias aéreas e de radar nas escalas 1:20 000 e 1:50 000 respectivamente (Tab.1). Os mapas construídos por este processo foram integrados a partir de composição manual, sem correções de distorções, nas escalas originais mencionadas acima. O georeferenciamento desses mapas foi realizado por transferência de coordenadas de pontos reconhecidos mutuamente nas fotos,

fotoíndices (Projeto Araguaia, DNPM), mapas topográficos plani-altimétricos do IBGE (Folha Rio Verde – SB.22-Z-A-III e Folha Água Fria – SB.22-Z-A-VI) e em imagem de radar (Intera-Banda X, Projeto Serra do Rabo).

Trabalhos de campo consistiram de: (a) reconhecimento regional das principais unidades rochosas expostas na região de Carajás; (b) mapeamento litoestratigráfico; (c) estudos detalhados dos principais elementos tectônicos compondo a trama das rochas (análise geométrica-cinemática) associadas à terminação leste da Falha Carajás.

Para a coleta, organização e tratamento desses dados foram utilizadas as propostas formuladas por MacKenzie *et al.* (1982); Adams *et al.* (1984); Ramsay e Huber, (1987); Yardley *et al.* (1990); Ameen *et al.* (1995); Howell, (1995); Passchier e Trouw (1996), entre outros.

O trabalho de campo envolveu a descrição detalhada de todos os afloramentos disponíveis na região destacada, coleta de amostras e de dados relativos à geometria e cinemática das estruturas tectônicas encontradas, com ênfase na deformação desenvolvida sob condições rúptil e rúptil-dúctil presente. Foram coletados dados indicativos da cinemática das rochas, tais como lineações, estrias e ressaltos em planos de falhas, eixos de dobras, rejeitos de falhas, etc. Os elementos planares foram registrados segundo a notação ângulo de mergulho / direção de mergulho; e as lineares como ângulo de caimento / direção de caimento.

Estes dados foram representados em estereogramas utilizando redes de área igual ou de Schmidt (hemisfério inferior) e tratados pelo aplicativo "Stereonet 2.0 for Windows" (Ivar Steinsund, 1995).

Visando uma maior compreensão da deformação das rochas (geometria, cinemática e cronologia relativa) observadas em afloramentos selecionados, foram desenhados mapas de detalhe a partir da técnica de quadrículas (3m por 3m) em mosaicos, cobrindo a maior área possível nas exposições. Deu-se particular atenção às estruturas e arranjos estruturais tectônicos presentes nessas rochas. Os mosaicos foram posteriormente desenhados em escala de apresentação para esse texto, utilizando-se de programas de edição de figuras.

A trama tectônica impressa em algumas amostras de rochas coletadas foi estudada sob o microscópio petrográfico, objetivando exclusivamente a melhor caracterização de suas condições de deformação.

1.4 – DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS

Nesta seção pretende-se abordar brevemente alguns termos e conceitos de Geologia Estrutural utilizados nesta dissertação, visando uma compreensão mais clara das descrições e interpretações apresentadas.

1.4.1 – Cisalhamento puro e simples

Como definido por Hobbs *et al.* (1976), no *cisalhamento puro* ocorre deformação homogênea envolvendo deformação plana ou uma deformação geral, em que as linhas de partículas paralelas ao eixo principal do elipsóide de deformação não mudam suas orientações após a deformação. Segundo Twiss e Moores (1992), o *cisalhamento puro* corresponde ao estado de deformação planar, com volume constante, em que os eixos principais de deformação finita não sofrem rotação. Nesse caso, todas as linhas materiais com orientações diferentes seriam rotacionadas em direção ao eixo de deformação máxima.

Mais recentemente, Passchier *et al.* (1990), com base no conceito de fluxo tectônico, classificaram a deformação em dois tipos, utilizando como critérios as velocidades angulares e as taxas de estiramento das linhas materiais do corpo em estado de deformação.

O *cisalhamento puro* (Passchier *et al.*, 1990), dessa forma, ocorre quando as linhas materiais que coincidem com os "eixos de estiramento principal" (EEP) não apresentam rotação (Fig. 01), implicando em vorticidade do fluxo igual a zero.

O *cisalhamento simples* foi definido anteriormente por Hobbs *et al.* (1976), com base no deslocamento relativo das partículas do corpo sob deformação, correspondendo ao estado de deformação homogênea, com volume constante, envolvendo deformação planar onde um único conjunto de planos materiais paralelos não sofre distorções no estado deformado. Twiss e Moores (1992) definiram o

cisalhamento simples como sendo uma deformação planar, sob volume constante, no qual todas as partículas materiais seriam deslocadas de modo estritamente paralelo ao plano de cisalhamento, com a rotação de todas as linhas materiais, exceto aquelas paralelas a esses planos.

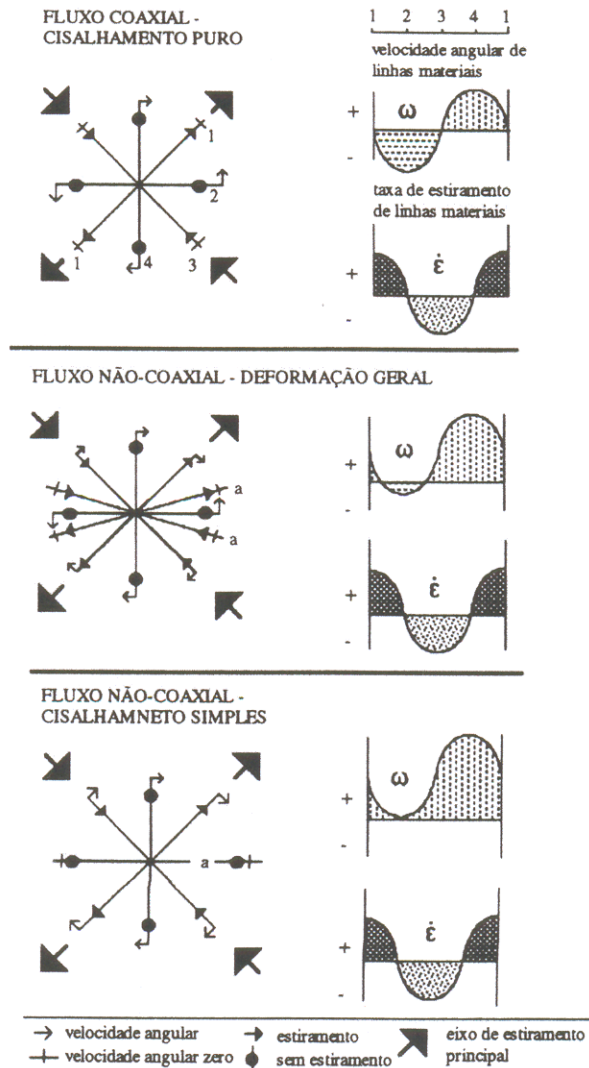


Figura 01 – Diagrama ilustrando os tipos de fluxo determinados pelo padrão das velocidades angulares (ω) e taxas de estiramento ($\dot{\epsilon}$) para as linhas materiais em um determinado volume. Note que as taxas de estiramento observadas são as mesmas para o cisalhamento puro e simples. A diferença deve ser estabelecida prioritariamente pela velocidade angular (Passchier et al., 1990).

Segundo Passchier *et al.* (1990), utilizando-se do conceito de fluxo e velocidade angular, o *cisalhamento simples* envolve rotação das linhas materiais que coincidem com os EEP, apresentando vorticidade de fluxo com um valor finito. Apenas uma linha material não rotaciona durante o cisalhamento simples, definindo uma superfície conhecida como "plano de fluxo" (Fig. 01).

Dar-se-á prioridade nesta pesquisa à definição apresentada por Passchier *et al.* (1990), envolvendo esses termos.

1.4.2 – Transpressão e Transtensão

Esses termos foram definidos originalmente por Harland (1971), posteriormente utilizados por Sanderson e Marchini (1984), correspondendo à deformação tridimensional oblíqua (Fig. 02) que pode ser decomposta em uma componente de cisalhamento puro compressional (transpressão) ou extensional (transtensão) e uma componente de cisalhamento simples transcorrente (sinistral ou dextral).

Vários autores referem-se a dois tipos de transpressão (p.e. Tykoff e Teyssier, 1994): (1) dominada por cisalhamento puro e; (2) por transcorrência ou cisalhamento simples. A transpressão dominada por cisalhamento puro seria semelhante aquela do modelo inicialmente proposto por Sanderson e Marchini (1984), enquanto que o tipo dominado por transcorrências corresponderia a uma variação desta onde o eixo extensional finito do elipsóide de deformação trocava de lugar com o eixo intermediário desse elipsóide (Fig. 03).

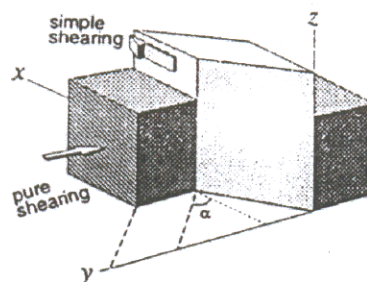


Figura 02 – Modelo tridimensional de transpressão, com suas componentes de cisalhamento puro e simples, mostrando o espessamento vertical produzido no corpo deformado no estado finito (Sanderson e Marchini, 1984).

Foi analisada por alguns autores (p.e. Tysser *et al.*, 1995) a possibilidade de existência de particionamento da deformação durante transpressão e transtensão, implicando em mudanças de posição dos eixos de deformação finito, refletindo, por exemplo, em rápidas mudanças na orientação da lineação e no sentido de cisalhamento dentro destas zonas.

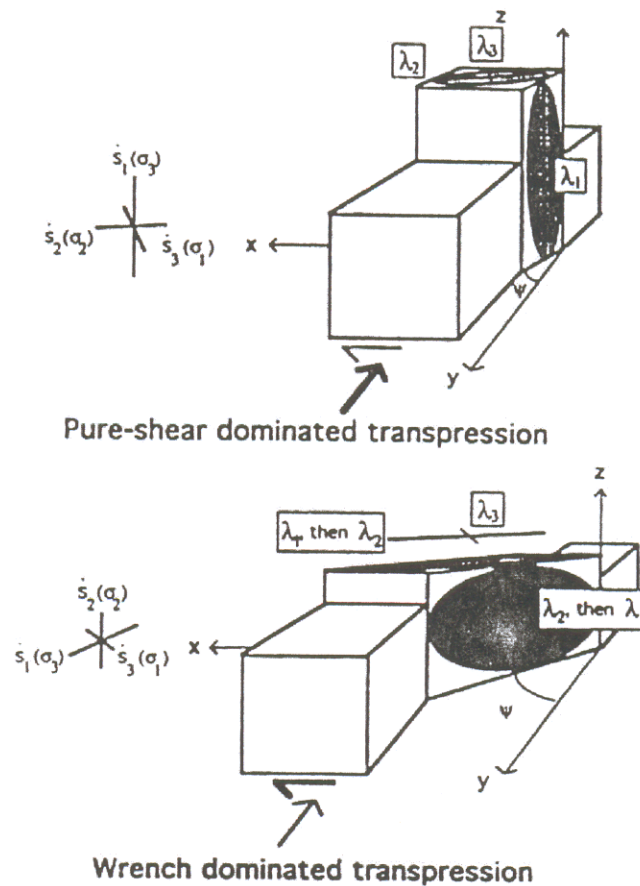


Figura 03 – Diagrama ilustrando os dois tipos de transpressão: dominado por cisalhamento puro e dominado por transcorrência ou cisalhamento simples (Tykoff e Teyssier, 1994).

1.4.3 – Reativação

Considerada como o rejuvenescimento de estruturas discretas, envolvendo modificações estruturais dessas estruturas sem que haja mudanças significativas no seu volume ou orientação (Holdsworth *et al.*, 1997). Estes eventos de deformação, que possibilitariam esta reativação, devem estar separados por mais de 1 Ma.

Outro termo utilizado com freqüência associado à reativação é o de retrabalhamento. Retrabalhamento seria dessa forma a repetição de eventos de metamorfismo, deformação e magmatismo no mesmo volume em escala crustal ou litosférica. Holdsworth *et al.* (2001) demonstraram que reativação e retrabalhamento seriam na realidade diferentes manifestações do mesmo processo de rejuvenescimento crustal. Desta forma, a utilização correta do termo dependeria da observação da escala e/ou profundidade do sistema de deformação exposto na litosfera (Fig. 04; Holdsworth *et al.*, 2001).

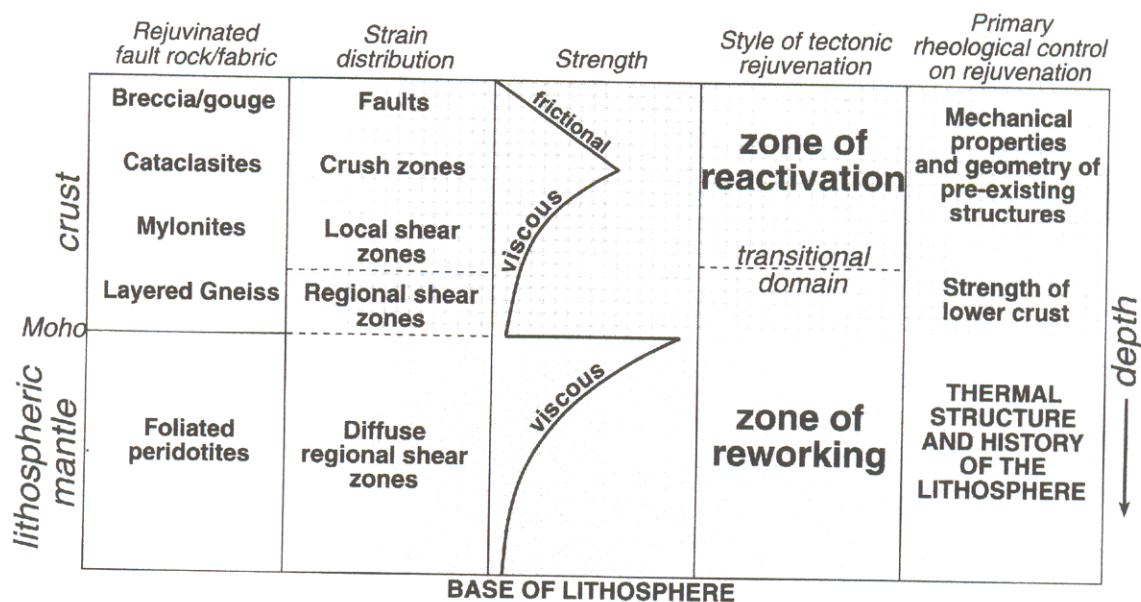


Figura 04 – Diagrama esquemático mostrando as relações entre tipos de rochas/trama (fault rocks/fabric), distribuição da deformação (strain distribution) o estilo de rejuvenescimento tectônico (style of tectonic rejuvenation) e os controles reológicos primordiais (primary rheological control on rejuvenation) para diferentes profundidades. O limite da reativação (zone of reactivation) e retrabalhamento (zone of reworking) seria gradacional (Holdsworth *et al.*, 2001).

1.4.4 – Falhas transcorrentes

As falhas transcorrente são descritas como sendo aquelas que apresentam a maior parte de seu movimento paralelo a seus planos. Geralmente apresentam planos com superfícies curvas ou levemente côncavas, com mergulhos subverticais. Quanto à geometria do plano pode-se distinguir: (1) falhas com um único plano curvo ou levemente côncavo; (2) falhas com diversos planos, curvos, paralelos ou *en echelon*; ou (3) com padrões complexos (Sylvester, 1988).

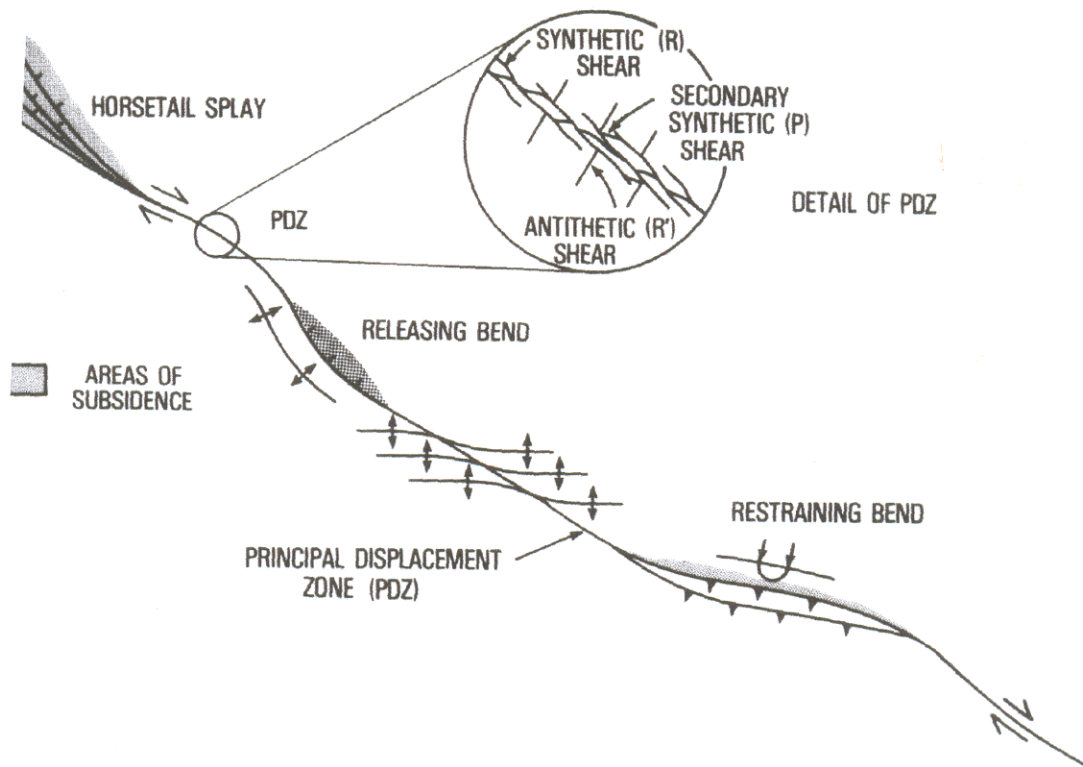


Figura 05 – Arranjo espacial, em planta, de uma falha transcorrente destal com suas principais estruturas associadas. Observar o padrão curvo do traço de falha possibilitando a formação de estruturas extensionais (*releasing bend*) e contracionais (*restraining bend*), além de áreas de subsidência marcada pelo sombreado. PDZ – zona principal de deslocamento; *Horsetail splay* – *splay em rabo de cavalo*; *synthetic shear* – cisalhamento sintético; *secondary synthetic shear* – cisalhamento sintético secundário; *antithetic shear* – cisalhamento antitético (Biddle e Christie-Blick, 1985).

A presença de falhas transcorrentes é freqüentemente indicada por fraturas e falhas *en echelon* dispostas em zonas linearizadas e estreitas (detalhe da PDZ, Fig 05), podendo ser evidenciadas ainda por truncamento de várias estruturas vistas em planta (Sylvester, 1988).

A geometria curva dos planos de falhas transcorrentes pode induzir o aparecimento de diversos padrões deformacionais particulares, incorporando tensões compressivas ou extensionais, ao longo dos mesmos (Christie-Blick e Biddle, 1985).

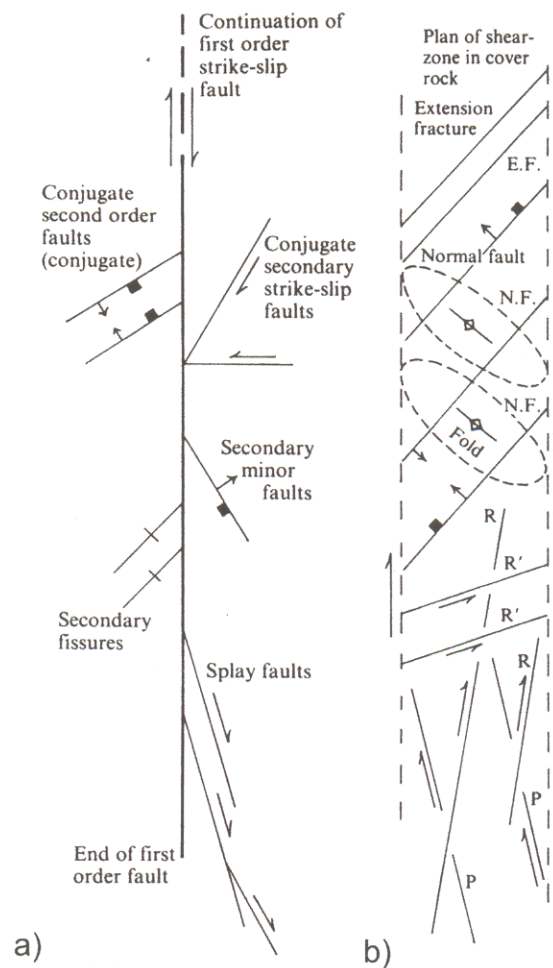


Figura 06 –Principais estruturas secundárias observadas em associação à falhas transcorrentes destrais. a) estruturas observadas no embasamento; b) estruturas comuns em rochas de cobertura (Price e Cosgrove, 1994).

Há uma série de estruturas características que são associadas aos sistemas transcorrentes. Para a definição das mesmas, diversos estudos foram desenvolvidos em laboratório, reproduzindo a deformação observada nas rochas devido ao deslocamento transcorrente de blocos sob cisalhamento simples (p.e. Riedel, 1929; Tchalenko, 1970). Dentre as principais estruturas secundárias observadas pode-se mencionar as "fraturas de Riedel" (Fig. 06)

Como exemplo de feições subordinadas às falhas transcorrentes pode-se ainda mencionar: (1) dobras *en echelon*, (2) falhas transcorrentes conjugadas *en echelon*, (3) falhas normais *en echelon* e a (4) PDZ (Wilcox *et al.* 1973). A Figura 5 mostra de forma resumida algumas dessas estruturas.

1.4.5 – Terminações de falhas transcorrentes

A taxa de deslocamento observada ao longo de falhas transcorrentes tende a diminuir gradativamente em direção à sua terminação, chegando a zero. Na terminação é comum o desenvolvimento de falhas secundárias induzidas pelas variações do deslocamento observado no plano da falha principal. Dessa forma a soma dos deslocamentos observados nas falhas secundárias tende a acompanhar o valor do deslocamento total observado na falha principal (Freund, 1971).

Diversas análises teóricas relatando o desenvolvimento de estruturas secundárias nas terminações de falhas transcorrentes têm sido realizadas (p.e. Anderson, 1951; McKinstry, 1953; Chinnery, 1966; Lajtai, 1968 e Price, 1968).

A variedade de estruturas secundárias observadas nas terminações de falhas transcorrentes é relativamente grande, sendo difícil a formulação de um modelo único capaz de explicar seus mecanismos de nucleação e desenvolvimento.

Kim (2000) reconhece uma série de fraturas secundárias (extensionais ou de cisalhamento), com diversos padrões, desenvolvidas em terminações de falhas, dependendo do modo predominante de propagação geométrica e cinemática da terminação. Dessa forma, a propagação pode determinar o tipo de "estrutura de deformação" (*damage structures*) esperada.

Podem ocorrer, basicamente, dois modos de propagação de fraturas: (1) *modo II*, que seria ao longo da direção do plano de falha e (2) *modo III*, ao longo da direção de mergulho do plano de falha. Pode ocorrer também o caso híbrido envolvendo os dois modos (Fig. 07).

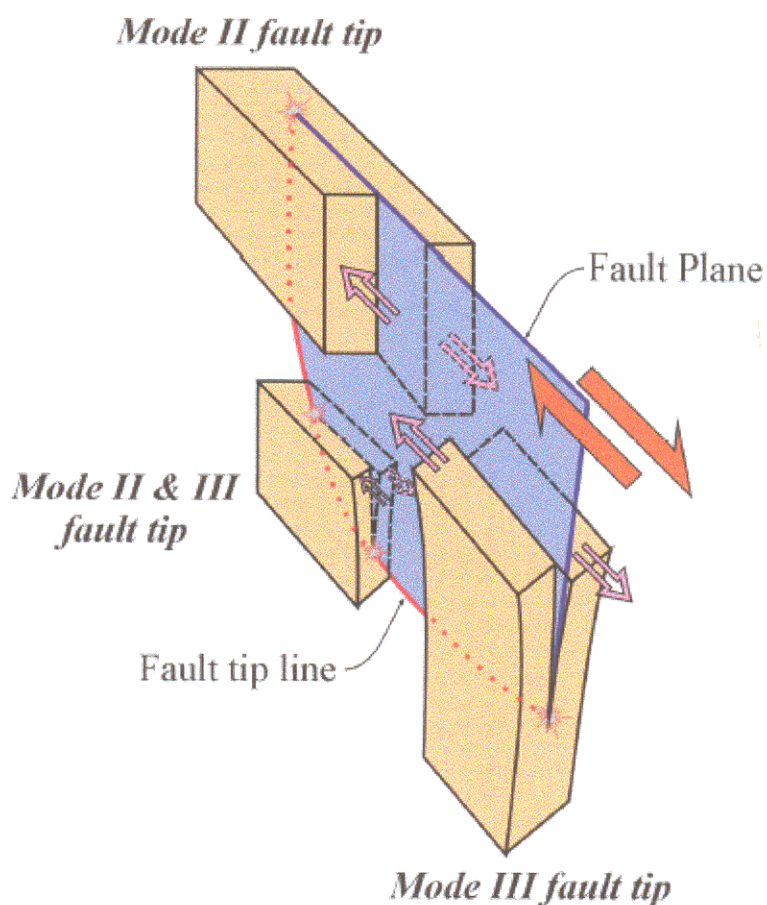


Figura 07 – Esquema demonstrando os tipos de propagação de terminação de falhas. O modo II é caracterizado por propagação ao longo da direção do plano de falha, e o modo III, ao longo da direção de mergulho do plano desta. Notar a possibilidade de ocorrer o modo híbrido entre o modo II e III. (Kim, 2000).

São descritas como estruturas básicas para as terminações com propagação tipo II: *wing cracks*, *splay* “em rabo de cavalo”, feixes de falhas sintéticas e falhas antitéticas (ou fraturas).

As *wing cracks* ocorre em terminações com rápido decréscimo no seu deslocamento, enquanto que *splays* "em rabo de cavalo" aparecem em situações com decréscimo gradual de deslocamento nas terminações (Kim, 2000). Segundo Segall e Pollard (1983), estas estruturas (*wing cracks* e *splays* "em rabo de cavalo" extensionais) se propagam preferencialmente com estilo extensional, desta forma, tendem a apresentar um padrão curvo, tornando-se paralelo à direção de maior esforço compressivo.

Feixes de falhas sintéticas foram descritos originalmente por Anderson (1951) como sendo falhas em *splay*; por McKinstry (1953) como fraturas de cisalhamento de segunda ordem enquanto que Chinnery (1966) as chamou de "falhas secundárias do tipo A". Esses feixes apresentam a mesma cinemática da falha de primeira ordem e combinadas com as falhas antitéticas podem produzir rotação de blocos.

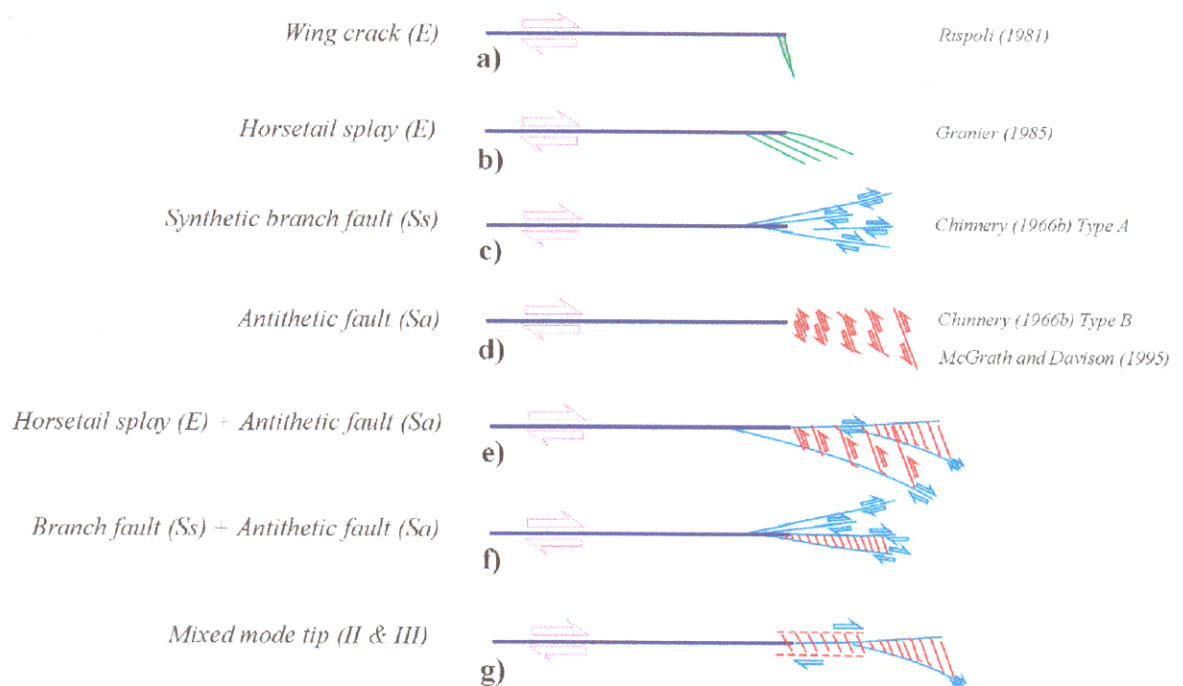


Figura 08 – Os vários tipos de estruturas observadas em terminações de falhas dominadas por modo II. Algumas estruturas apresentadas são combinações de padrões e modos mistos. E – fraturas extensionais; Ss – fraturas de cisalhamento sintéticas; As – fraturas de cisalhamento antitéticas (Kim, 2000).

Falhas antitéticas (ou fraturas) foram descritas por Chinnery (1966) como "falhas do tipo B". São compostas por diversas falhas antitéticas que tornam-se relativamente mais largas e aumentam o comprimento e espaçamento ao se afastar da terminação (Kim, 2000). Estas falhas podem sofrer combinações com outras no quadrante dilatacional ou curvarem-se para o quadrante compressional (Kim, 2000).

O mesmo autor comenta ainda a possibilidade da ocorrência de diversos casos de associação entre estruturas, sendo freqüente a combinação de feixes de falhas sintéticas (ou *splays* "em rabo de cavalo") com falhas antitéticas (Fig. 08).

Capítulo 2

ASPECTOS SOBRE A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região de Carajás (Fig. 09) encontra-se localizada na parte leste do Escudo Brasil Central, nas adjacências ao Cinturão Araguaia (Almeida *et al.*, 1981), correspondendo ao limite entre os blocos Araguacema e Belém (Hasui *et al.*, 1984).



Figura 09 – Mapa de localização da região de Carajás na região norte do Brasil.

A Província Mineral Carajás é constituída por dois domínios tectônicos maiores: (1) Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988) e o (2) Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria (Dall'Agnol *et al.*, 1996, 1997; Althoff, 1996; Althoff *et al.*, 2000).

O Cinturão Itacaiúnas está situado na borda leste do Escudo Brasil Central, limitado a norte por rochas sedimentares paleozóicas e cenozóicas pertencentes à Bacia Intracratônica do Amazonas; a leste pelo Cinturão Araguaia (Neoproterozóico; Alvarenga *et al.*, 2000); a oeste pela Província Proterozóica (Costa *et al.*, 1993); e a sul pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria (Dall'Agnol *et al.*, 1996). O limite sul desse cinturão com o Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria é discutível. Segundo Costa *et al.* (1995), esse limite estaria situado a sul do Granito Xinguara, enquanto que para Dall'Agnol *et al.* (1997) o mesmo seria transicional.

O Cinturão Itacaiúnas possui dois sub-domínios tectônicos mais importantes: (1) O Sistema Transcorrente Cinzento e o (2) Sistema Transcorrente Carajás (Fig. 10).

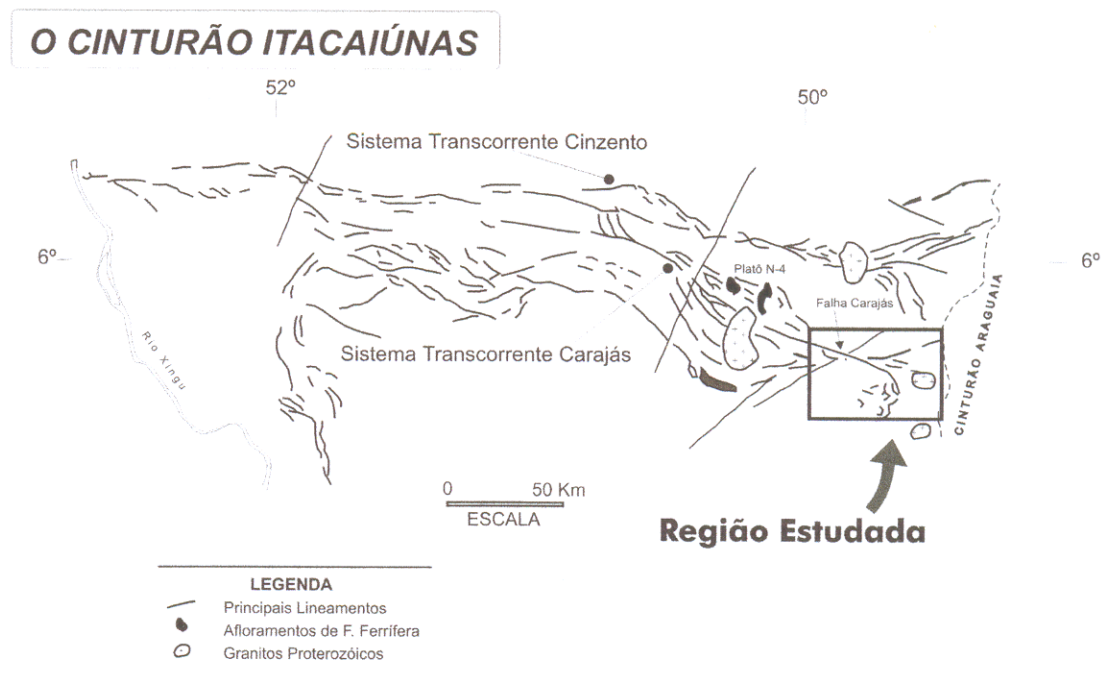


Figura 10 – Os dois subdomínios tectônicos mais importantes do Cinturão Itacaiúnas. Observar a Falha Carajás no Sistema Transcorrente Carajás e a localização da área de estudo na região de Serra do Rabo (modificado de Lima e Pinheiro, 2001).

O Sistema Transcorrente Cinzento é caracterizado por um feixe de falhas curvas e anastomóticas, com direção WNW-ESE, possuindo como principais feições o *sidewall ripout* do Salobo, o romboedro do Cururu e o *splay* de Serra Pelada (Pinheiro, 1997).

Situado mais ao sul, o Sistema Transcorrente Carajás é marcado pela "estrutura sigmoidal de Carajás" (*dilational jog*; Pinheiro, 1997). Atravessando esta feição longitudinalmente tem-se a Falha Carajás que representa a estrutura mais proeminente desse sistema.

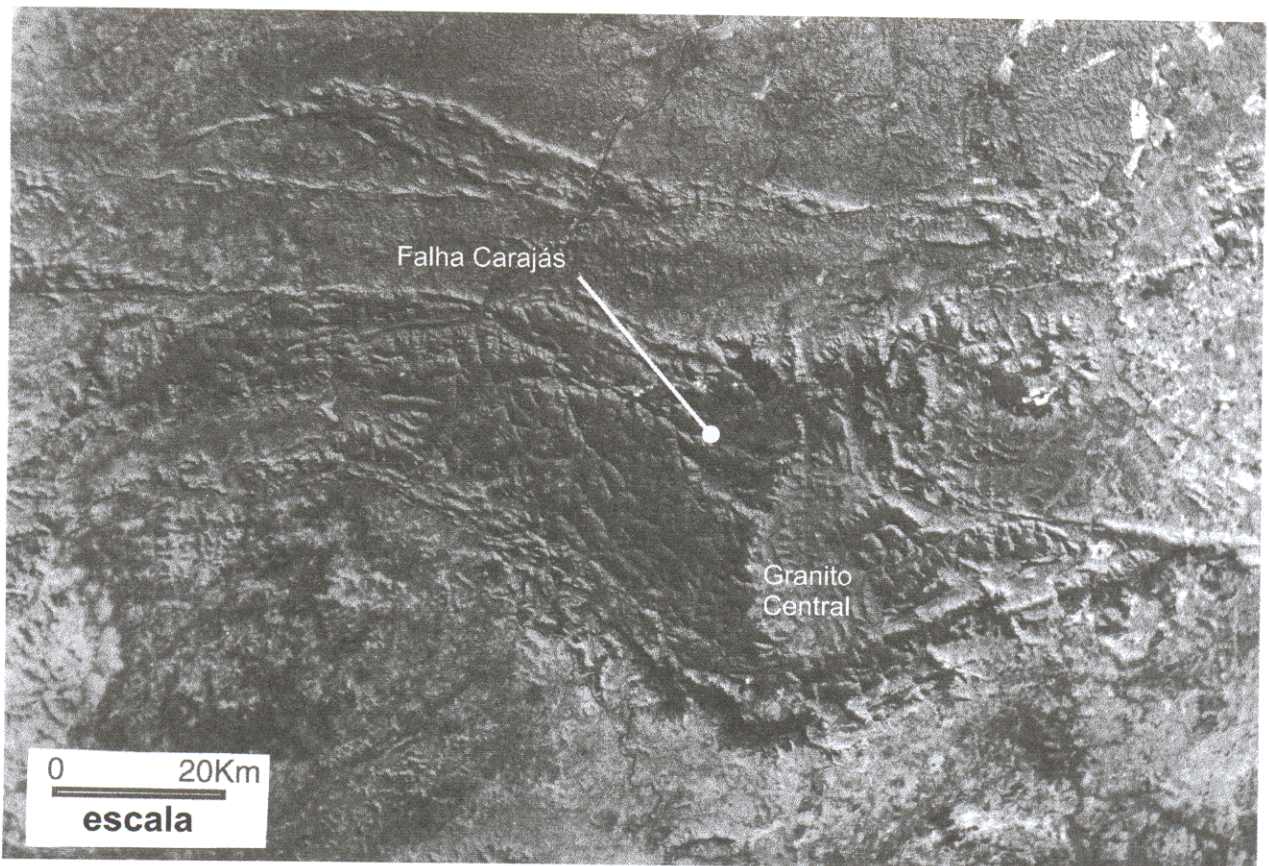


Figura 11 – A região do Cinturão Itacaiúnas, com o Sistema Transcorrente Cinzento mais ao norte, e ao sul, o Sistema Transcorrente Carajás, com a Falha Carajás. Pode-se observar pelas diferenças de textura a "estrutura sigmoidal de Carajás" em "z", sugerindo cinemática dextra. O Granito Central de Carajás também é visível (Imagem LANDSAT TM 5, banda 4).

A Falha Carajás possui direção geral WNW-ESE, com comprimento de aproximadamente 200km, composta por feixes de traços descontínuos, curvos e

anastomóticos, desenhando um padrão sigmoidal em "z" na escala regional. Essa falha possui suas terminações em *splay*. A terminação WNW mostra inflexão para NW enquanto que a ESE curva-se para sul, desenhando um *splay* em "rabo de cavalo". Essas terminações ultrapassam os limites da "estrutura de Carajás", deformando simultaneamente rochas tanto do interior da "estrutura" como também aquelas do embasamento (Fig. 10 e 11).

2.2 – GEOLOGIA REGIONAL

A região de Carajás tem sido palco de importantes debates no que diz respeito à organização tectônica e estratigráfica de suas rochas aflorantes, com a proliferação de terminologias e propostas estratigráficas variadas (p.e. Moraes Rêgo, 1933; Barbosa *et al.*, 1966; Cordani e Neves, 1982; Meireles *et al.*, 1984; Hasui *et al.*, 1984; DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1988). Atualmente, existem três propostas utilizadas com frequência como referencia para a região: (1) DOCEGEO, 1988; (2) Araújo e Maia, 1991 e (3) Pinheiro, 1997 (Fig. 12).

DOCEGEO (1988) apresentou uma proposta que tentava reunir os dados acumulados pela empresa ao longo de mais de 20 anos de trabalho na região, revisando a coluna estratigráfica de Hirata *et al.* (1982). Apesar do volume de dados reunidos, essa proposta se baseia, principalmente, em critérios litológicos, petrológicos e geocronológicos. Desta forma, a falta de dados estruturais bem como a complexidade e profusão de terminologias, muitas vezes separando unidades de acordo com sua localização em suas minas, sem considerar critérios litoestratigráficos de forma mais detalhada, podem ser mencionados como principais críticas.

A proposta de Araújo e Maia (1991) foi uma das primeiras tentativas de reorganizar a estratigrafia da região. A proposta foi apresentada quando do Projeto de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Serra dos Carajás que realizou o mapeamento geológico regional da área enfatizando seus aspectos tectônicos. Apesar do enfoque regional, com a apresentação de novos dados, a proposta mostrou-se

deficiente pela escassez de dados estratigráficos e estruturais, em função da escala de trabalho.

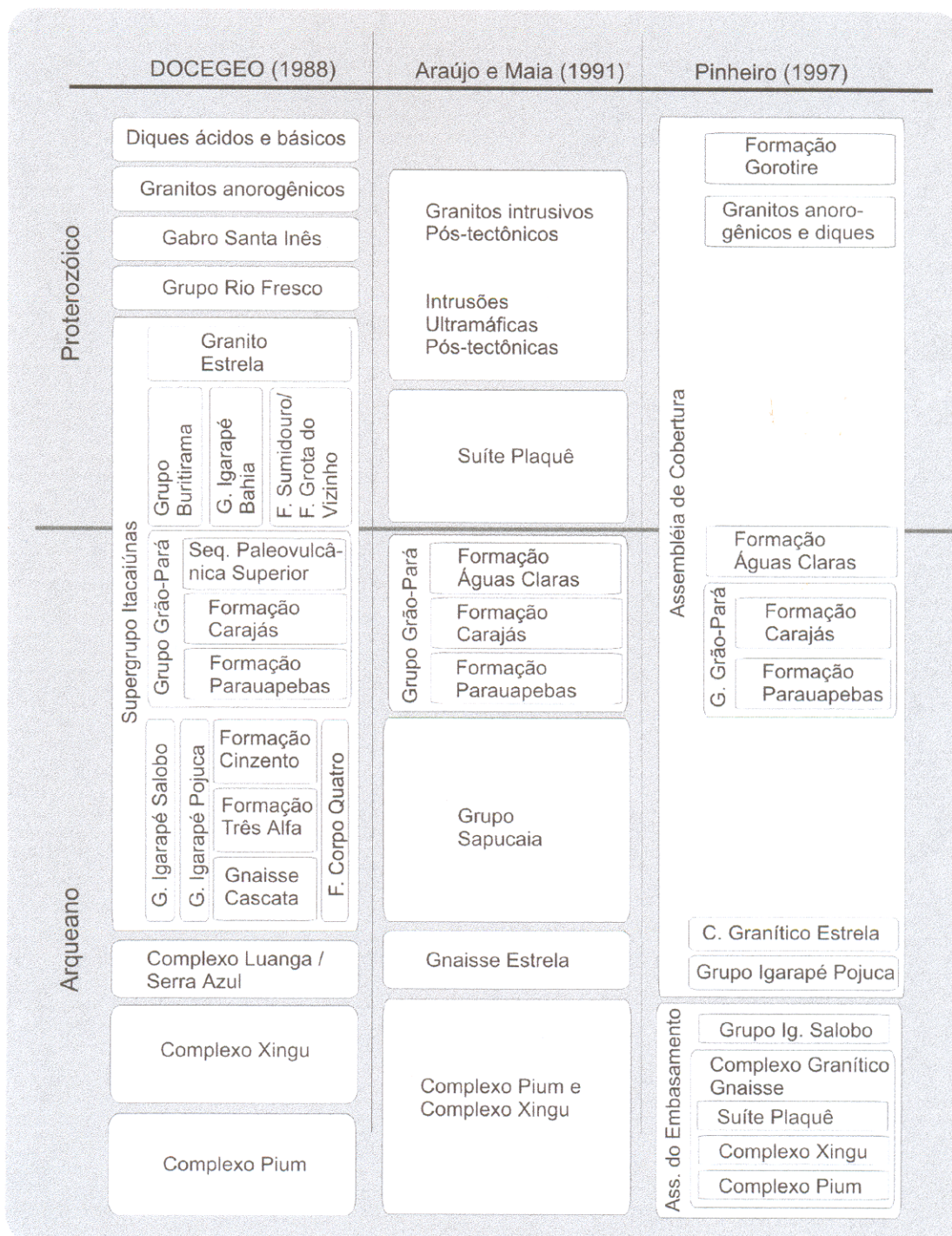


Figura 12 – Quadro comparativo das propostas estratigráficas para a região de Carajás apresentadas por DOCEGEO (1988), Araújo e Maia (1991) e Pinheiro (1997).

Pinheiro (1997) apresentou uma proposta estratigráfica baseada em critérios tectonoestratigráficos. As rochas aflorantes na região, desta forma, foram organizadas nas seguintes unidades: (1) Terreno Granito-Gnáissicos de Alto Grau; (2) Terreno Granito-*Greenstone* e (3) domínio das rochas vulcânicas e sedimentares de baixo grau. Posteriormente, as unidades contidas em duas categorias, o (1) Terreno Granito-Gnáissicos e o (3) domínio das rochas vulcânicas e sedimentares de baixo grau foram reorganizadas segundo critérios tectonoestratigráficos na *Assembléia do Embasamento e Assembléia de Cobertura* (Fig. 11). Nessa proposta faltam critérios para separar ou agrupar de forma mais clara as rochas vulcânicas com diferentes graus de metamorfismo dos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca. O critério tectonoestratigráfico, sob esse aspecto, é aparentemente de difícil utilização prática.

Neste trabalho será utilizada como referência estratigráfica regional a proposta de Pinheiro (1997), modificada, conforme sumarizada abaixo.

2.2.1- Terreno Granito – Gnáissico de Alto Grau

É formado pelas seguintes unidades estratigráficas:

Complexo Pium (DOCEGEO, 1988), representado por granulitos máficos e félsicos, aflorantes principalmente na região a sul da Serra dos Carajás. Está em contato concordante, por zonas de cisalhamento dúcteis, com gnaisses atribuídos ao Complexo Xingu (Araújo e Maia, 1991). Foi datado em 3050 ± 114 Ma por Pb/Pb (Rodrigues *et al.* 1992). Pidgeon *et al.* (2000) utilizando a técnica SHRIMP U-Pb obteve uma idade de 3002 ± 14 Ma, que seria correlata à idade do protólito, e de 2859 ± 9 Ma para o metamorfismo da fácies granulito.

O **Complexo Xingu**, com maior ocorrência em área, tem sido considerado, de forma ampla, o embasamento cristalino da região de Carajás. Tem sido descrito como composto por uma associação de gnaisses tonalíticos, trondjhemitos, granodioritos, granitos e anfibolitos com alto grau de metamorfismo, incluindo migmatização regional (Hirata *et al.*, 1982).

Intrudidos nas rochas do embasamento e supracrustais ocorrem na região diversos corpos graníticos de idade arqueana (2,74 – 2,76 Ga; Barros *et al.*, 2001) associados a um importante evento de granitogênese regional. Pode-se destacar entre

estes o **Complexo Granítico Estrela**, **Granito Planalto**, **Granito Rancho Alegre***, **Suíte Plaquê**, entre outros.

Tabela 02 – Resumo dos dados geocronológicos disponíveis para a região de Carajás (modificado de Villas e Santos, 2001).

| | Unidade geológica | Idades (Ma) | Método | referência |
|------------------------|------------------------------|-------------|----------------|-------------------------------|
| Granitos Proterozóicos | Granito Pojuca | 1874±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| | Granito Serra dos Carajás | 1880±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| | Granito Cigano | 1883±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| Granitos Arqueanos | Granito Itacaiúnas deformado | 2560±37 | Pb-Pb (zircão) | Souza <i>et al.</i> (1996) |
| | Granito <i>Old</i> Salobo | 2573±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| | Suíte Plaquê | 2736±24 | Pb-Pb (zircão) | Avelar <i>et al.</i> (1999) |
| | Dioritos Cristalino | 2738±6 | Pb-Pb (zircão) | Huhn <i>et al.</i> (1999) |
| | Granito Planalto | 2747±2 | Pb-Pb (zircão) | Huhn <i>et al.</i> (1999) |
| | Granito Serra do Rabo* | 2743±1,6 | U-Pb (zircão) | Sardinha <i>et al.</i> (2001) |
| | Complexo Granítico Estrela | 2763±7 | Pb-Pb (zircão) | Barros <i>et al.</i> (2001) |
| Supergrupo Itacaiúnas | Sills gabróicos Águas Claras | 2645±12 | Pb-Pb (zircão) | Dias <i>et al.</i> (1996) |
| | Grupo Igarapé Pojuca | 2732±3 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| | Grupo Igarapé Bahia | 2747±1 | Pb-Pb (zircão) | Galarza <i>et al.</i> (2001) |
| | Grupo Igarapé Salobo | 2761±3 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| | Formação Parauapebas | 2759±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |
| Rochas do Embasamento | Complexo Pium | 3002±14 | U-Pb SHRIMP | Pidgeon <i>et al.</i> (2000) |
| | Complexo Xingu | 2859±2 | U-Pb (zircão) | Machado <i>et al.</i> (1991) |

* O granito Serra do Rabo é aqui chamado de Granito Rancho Alegre

2.2.2- Terrenos Granito – Greenstone

É constituído por rochas arqueanas às quais são distribuídas principalmente na região ao sul da Serra dos Carajás, fazendo parte do Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, tendo como principais unidades estratigráficas:

Granodiorito Rio Maria (Souza *et al.* 1990) representado por batólitos de granodioritos e monzogranitos, com idade U/Pb em $2876 \pm 13/-11$ Ma (Macambira & Lafon, 1994). Os corpos estão intrudidos nos gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu.

Trondhjemito Mogno (DOCEGEO, 1988); batólito aflorante nos domínios do granito – greenstone, com idade em torno de 2880 ± 60 Ma (Rb/Sr; Tassinari *et al.* 1987).

Tonalito Parazônia; plúton deformado apresentando evidências de ter sido intrudido no Granodiorito Rio Maria e no Trondhjemito Mogno. Com idade U-Pb em titanita de 2858 Ma (Pimentel e Machado, 1994).

O **Supergrupo Andorinhas** (DOCEGEO, 1988) reúne intercalações de seqüências metavulcânicas e metassedimentares e intrusões máficas metamorizadas, incluindo peridotitos com textura *spinifex* de fácies xisto verde. Os metassedimentos são tipicamente xistos pelíticos e quartzitos. A idade máxima de sua formação, datada pelo método U/Pb, é de aproximadamente 2979 ± 5 Ma (Pimentel e Machado, 1994).

Por aflorar em posição geográfica relativamente distante da área estudada estas unidades serão aqui discutidas de forma breve. Para maiores detalhes ver as referências mencionadas no texto.

2.2.3- Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau

Estas rochas estão distribuídas em grande parte no interior de estruturas limitadas por lineamentos maiores que dominam a região das Serra dos Carajás, formando a "estrutura de Carajás" (Fig. 13), destacando-se:

O **Supergrupo Itacaiúnas**, representado na região de Carajás pelos **grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Grão Pará e Buritirama** (DOCEGEO, 1988). Correspondem a seqüências vulcânicas e sedimentares de idade arqueana (Pinheiro, 1997).

Segundo diversos autores, as rochas pertencentes aos grupos Grão Pará, Salobo e Pojuca seriam contemporâneas, diferindo apenas no grau de metamorfismo (p.e. Lindenmayer & Fyfe, 1992; Barros & Barbey, 1998 e 2000). Desta forma, as rochas do grupo Igarapé Pojuca e Igarapé Salobo representariam um grau de metamorfismo mais elevado em relação ao Grupo Grão Pará, com metamorfismo variando de xisto-verde até ausente.

Como exemplo de seqüências sedimentares clásticas expostas na região, pode-se mencionar a **Formação Águas Claras** (Nogueira, 1995) e a **Formação Gorotire** (Barbosa *et al.* 1966; Hirata *et al.* 1982 e Lima & Pinheiro, 2001), aflorantes na parte central de Carajás e na Serra do Rabo, respectivamente.

Diversos plútons de **granitos anorogênicos** ocorrem intrudidos tanto no embasamento quanto nas rochas supracrustais, todos com idades paleoproterozóicas. Entre esses plútons destacam-se: o Granito Central Carajás (1880±2 Ma), Granito Cigano (1883±2 Ma), Granito Seringa (1710±40 Ma), Granito Musa (1883±2 Ma) e o Granito Jamon (1601±21 Ma), segundo Dall'Agnol *et al.* 1986 e Macambira *et al.* 1992.

A chamada **Província Proterozóica** (Costa *et al.*, 1993) está melhor representada nas adjacências da área estudada pelo **Grupo Uatumã** (Silva *et al.* 1974) que corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar com idade mesoproterozóica, aflorante a W da Serra dos Carajás, no Rio Xingu.

Outro episódio de magmatismo, correlato ao evento distensivo do Neoproterozóico, é representado por intrusões máfico-ultramáficas tais como o **Gabro Santa Inês**, as **Ultramáficas tipo Vermelho** e outros diques menores. Há a possibilidade destas rochas estarem associadas com aquelas da Suíte Intrusiva Cateté, descritas mais a oeste, próximo a Tucumã (Macambira e Ferreira Filho, 2001).

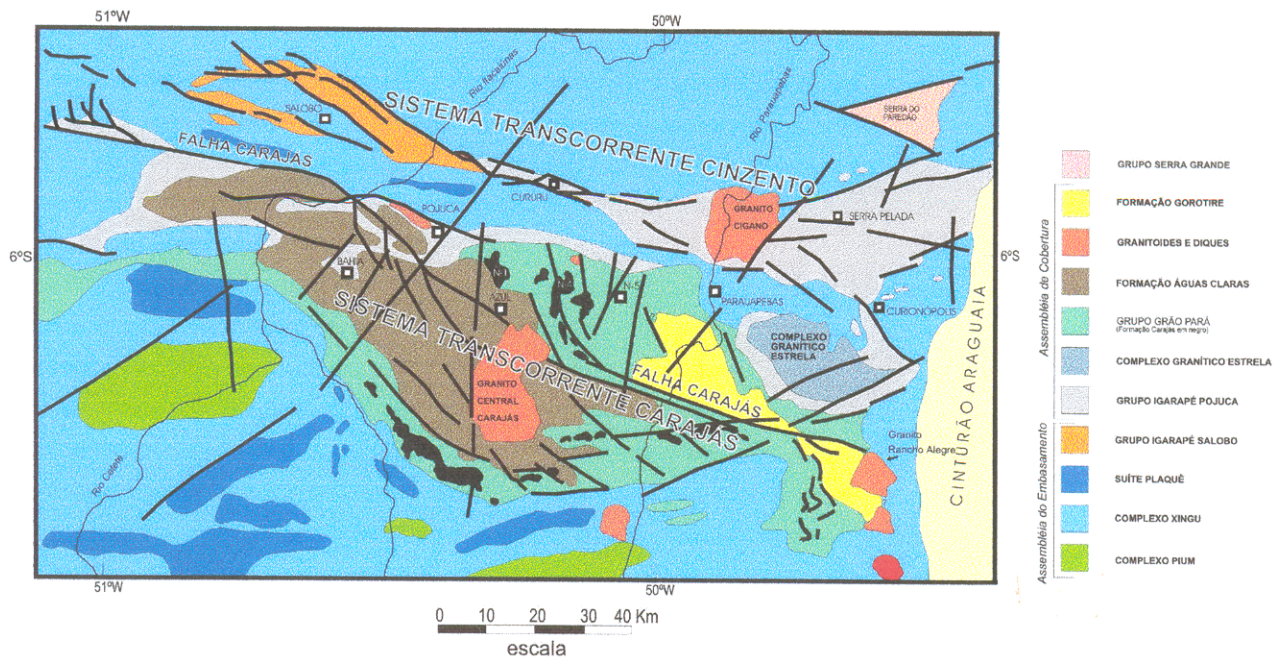


Figura 13 – Mapa geológico proposto para a região de Carajás e seus principais lineamentos (modificado de Pinheiro, 1997).

2.3 – MODELOS TECTÔNICOS PARA A REGIÃO DE CARAJÁS

Atualmente, existem dois modelos para a evolução tectônica da região de Carajás: (1) Costa *et al.* (1995) e (2) Pinheiro (1997). Apresentando algumas similaridades e discordâncias, os dois modelos têm sido utilizados com maior frequência como referência para a evolução da região.

Segundo Costa *et al.* (1995), a região de Carajás teria se desenvolvido pela incidência de três eventos termo-tectônicos no Pré-Cambriano. Segundo estes autores, o evento mais antigo seria a propagação de zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas de direção E-W, inclinadas para sul, acompanhadas por metamorfismo em fácies anfíbolito. Juntamente com esta movimentação, haveria o soergimento de rochas granulíticas da crosta inferior, e retrabalhamento do embasamento antigo, supostamente granítico, em gnaisses migmatizados. Após este retrabalhamento,

haveria a formação de sistemas transcorrentes, como o Carajás e Cinzento, por movimentação transtensiva, caracterizado pelo desenvolvimento de diversas bacias *pull-apart* com a deposição de seqüências vulcano-sedimentares (Grupo Grão Pará). Em seguida, com a transpressão imposta para a região, houve a inversão das bacias transcorrentes, juntamente com o metamorfismo em fácies anfíbolito e xisto-verde ao longo de zonas de cisalhamento e hidrotermalismo. O segundo evento, estaria relacionado com uma componente distensiva de orientação NE-SW, responsável pelos segmentos extensionais do Proterozóico. O terceiro e último evento teria gerado o Cinturão Araguaia.

Pinheiro (1997) propõe uma evolução marcada pela reativação rúptil a rúptil-dúctil da fábrica planar dúctil preexistente nas rochas do embasamento (granitos e gnaisses com ca. 2.8 Ga), em pelo menos cinco episódios tectônicos consecutivos onde predominaram movimentações oblíquas, ora transtensivas ora transpressivas (Fig. 14). Em um primeiro evento, sob transpressão sinistral, haveria o desenvolvimento de uma trama milonítica penetrativa de direção E-W, responsável pela formação das rochas da Assembléia do Embasamento (Complexo Pium, Complexo Xingu, Suíte Plaquê, Grupo Igarapé Salobo) em regime dúctil de alta temperatura, por volta de 3.05 Ga e 2.85 Ga. O Grupo Igarapé Pojuca é então depositado. No segundo episódio, ocorre transpressão sinistral, com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento sinistrais e dobramentos da Assembléia de Embasamento, juntamente com metamorfismo e deformação de temperatura média a baixa. Após a deformação, há um evento que é caracterizado por uma cinemática extensional que possibilitou o desenvolvimento de extensas bacias intracratônicas e deposição de seqüências vulcano-sedimentares, posteriormente sendo metamorfizadas e/ou hidrotermalizadas em grau muito baixo (após 2.76 Ga). A Formação Águas Claras é posicionada logo em seguida. Durante o terceiro episódio, através de transtensão destal, a Falha Carajás é nucleada por volta de 2.6 Ga e 2.0-1.8 Ga e as seqüências vulcano-sedimentares são preservadas ao longo de zonas de subsidências (*dilational jogs*), desenvolvidas em falhas transcorrentes E-W e NW-SE com falhas normais contornando blocos losangulares. Em um quarto episódio, sob transpressão sinistral, as seqüências vulcano-sedimentares são invertidas com a deformação variando de moderada a forte nas zonas próximas à Falha Carajás. No

quinto episódio, a extensão (ou transtensão) possibilitou a intrusão de diques e plútons graníticos de idade proterozóica.

Apesar dos dois modelos apresentarem algumas similaridades, admitindo uma evolução polifásica, existem algumas discordâncias importantes. Costa *et al.* (1995) atribui uma reativação do embasamento predominantemente através de cavalgamentos, enquanto que Pinheiro (1997) frisa a importância da trama dúctil do embasamento durante a reativação, dando preferência a reativação transcorrente em lugar das reativações ao longo do mergulho. Segundo Costa *et al.* (1995), as seqüências vulcano-sedimentares teriam sido depositadas como preenchimento de bacias *pull-apart* desenvolvidas em sistemas transcorrentes (fase de movimentação transcorrente dextral). Pinheiro (1997) demonstrou que esse modelo seria inconsistente com os dados estratigráficos e faciológicos obtidos para o Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras (Nogueira *et al.*, 1995; Pinheiro, 1997). Todas as duas unidades parecem ter sido depositadas em bacias intracratônicas extensas, sendo posteriormente falhadas por movimentações dextrais e preservadas em zonas de subsidência (*dilational jogs*).

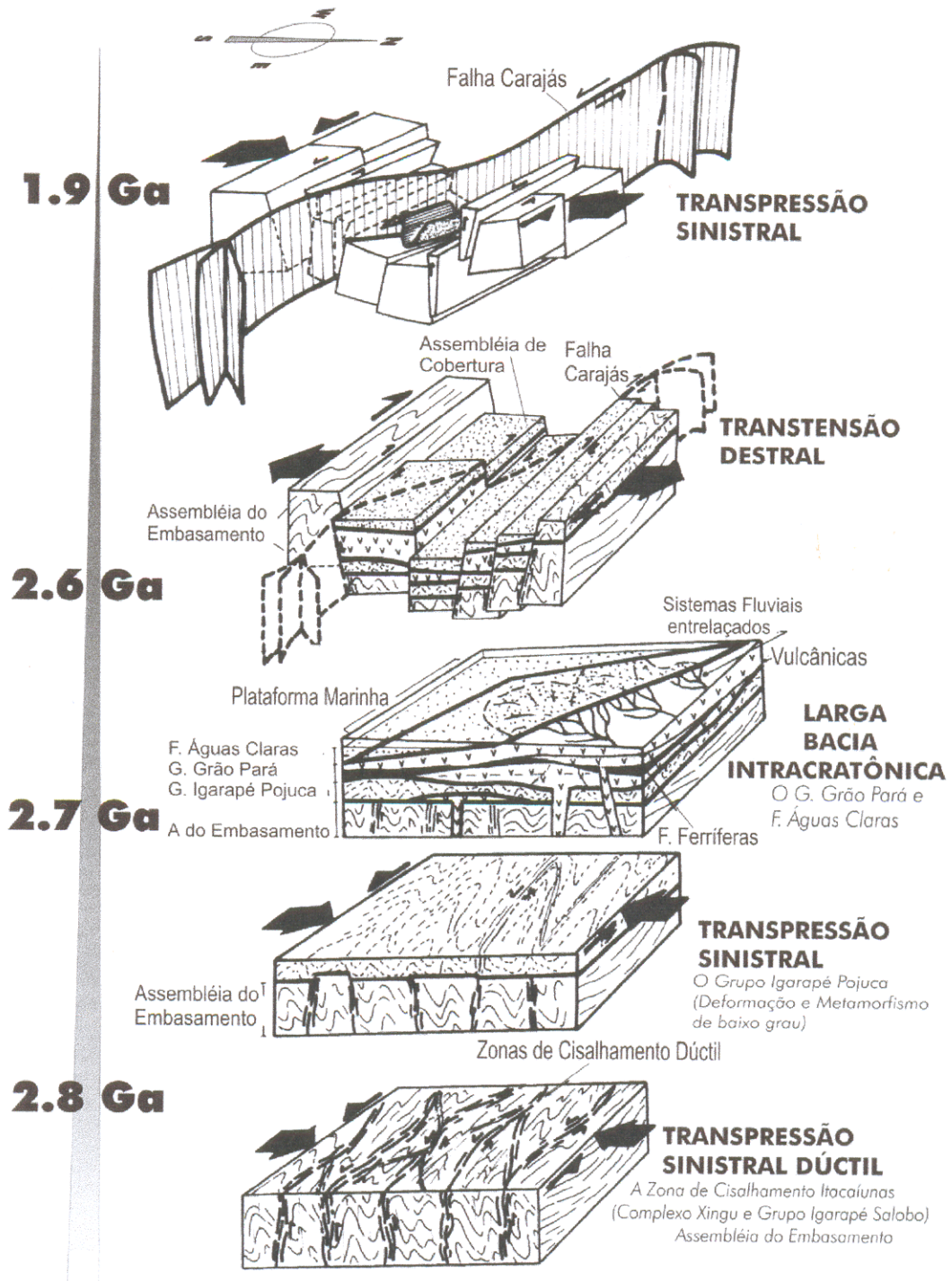


Figura 14 - Quadro evolutivo esquemático para a região da Serra dos Carajás, no período de 2.8Ga a 1,9Ga (Pinheiro e Holdsworth, 2001).

Capítulo 3

DADOS DE SENSORES REMOTOS

3.1- LEITURA E ANÁLISE DOS SENSORES

As informações obtidas através do estudo de diversos sensores, incluindo fotografias aéreas, imagem de satélite (Fig. 16) e imagem de radar (Fig. 17), possibilitaram a confecção do mapa aqui apresentado (Fig. 15).

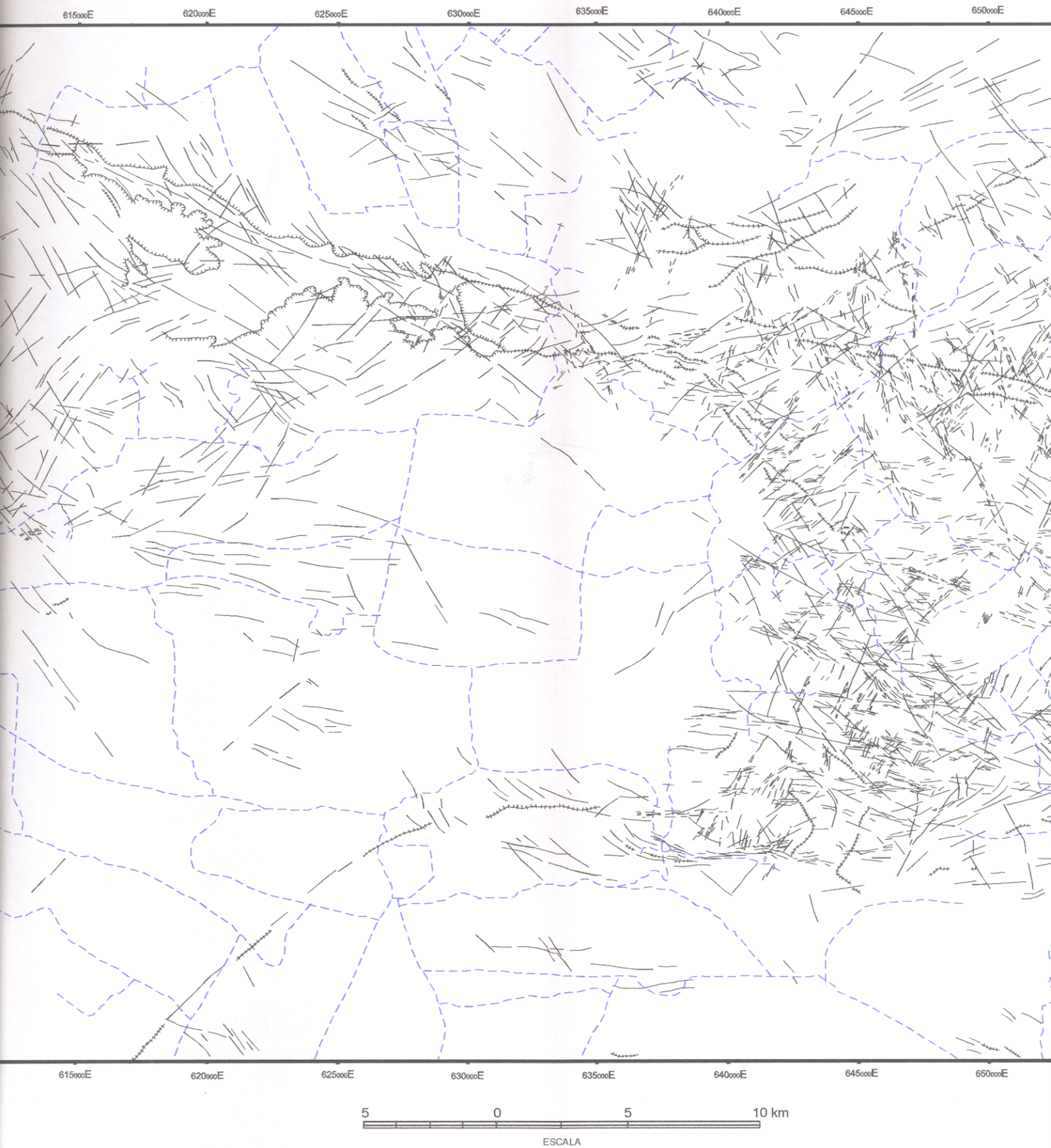
As imagens de satélite e radar permitiram a cobertura de toda a terminação leste da Falha Carajás e da parte sudeste da "estrutura sigmoidal de Carajás", fornecendo uma visão mais ampla da área de estudo.

Conforme já foi apresentado na Tabela 1 (Cap. 1 - Metodologia), para o estudo de fotografias aéreas foi utilizado o conjunto fotográfico do Projeto Cristalino (DOCEGEO). Essas fotos em escala de detalhe (1:20 000), têm área de cobertura restrita à região da Serra do Rabo (terminação leste da Falha Carajás).

3.1.1- Dados de imagens de satélite, radar e fotografias aéreas

De forma geral, a partir desse estudo, reforça-se a idéia de que a região está intensamente cortada por feixes de lineamentos fotogeológicos. Destacam-se nas imagens estudadas, fortes lineamentos de relevo e drenagem, bem como cristas de relevo, apresentando maior densidade na parte leste e noroeste da área do mapa. As principais orientações dos lineamentos de relevo e lineações desenhadas no mapa são: WNW-ESE, NW-SE, NE-SW e E-W.

A porção leste do mapa está marcada pela presença da terminação leste da Falha Carajás, enquanto que a noroeste, destaca-se uma parte da "estrutura sigmoidal de Carajás".



com os principais lineamentos, cristas relevo e lineações de relevo e drenagem observados em imagens de satélite, RADAR e fotografia aérea

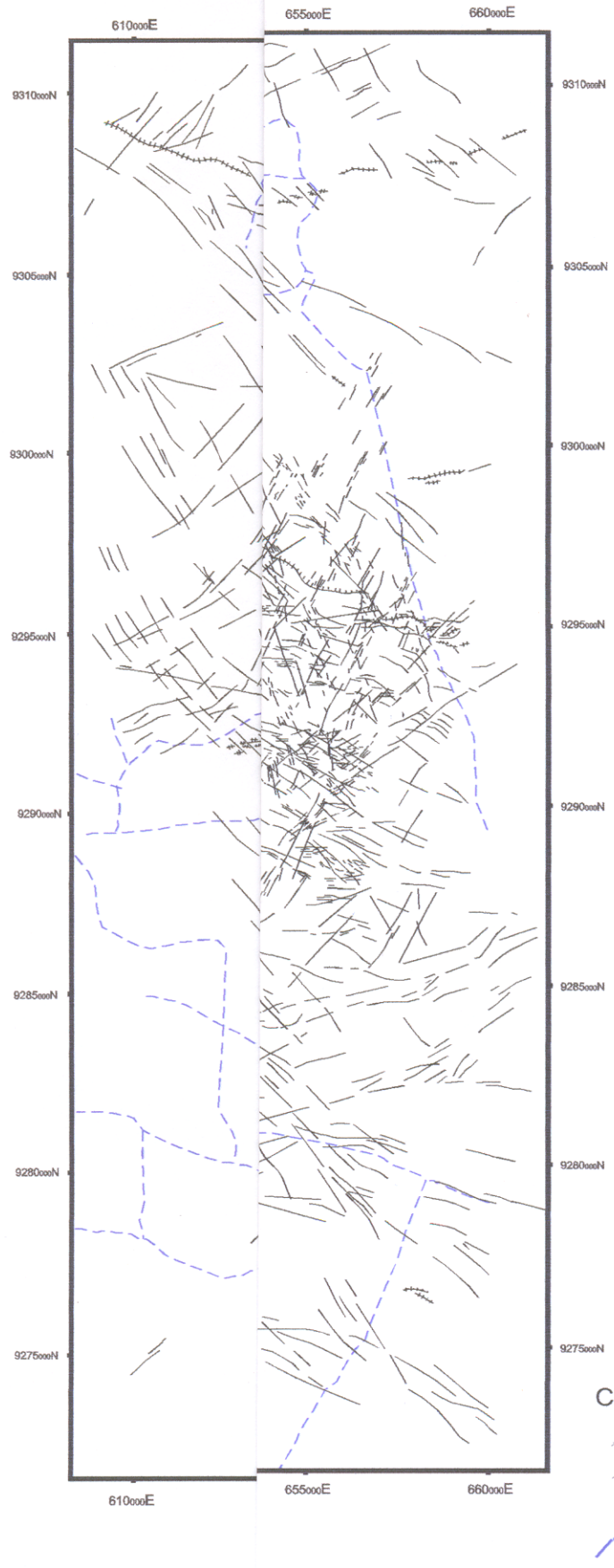


Figura 15 - Mapa com topografia para a região da Serra do Rabo

A porção noroeste do mapa (Fig. 15) mostra lineamentos com baixa densidade de linhas de cristas, dispostas retilíneas, com comprimentos variando de 2 a 5 km, mantendo a direção predominante WNW-ESE. Alinhado na mesma direção das cristas, ocorre um platô de forma em "y", com aproximadamente 20 km de extensão e topo subhorizontal. Um braço do platô apresenta inflexão para SW, divergindo da direção geral WNW-ESE.

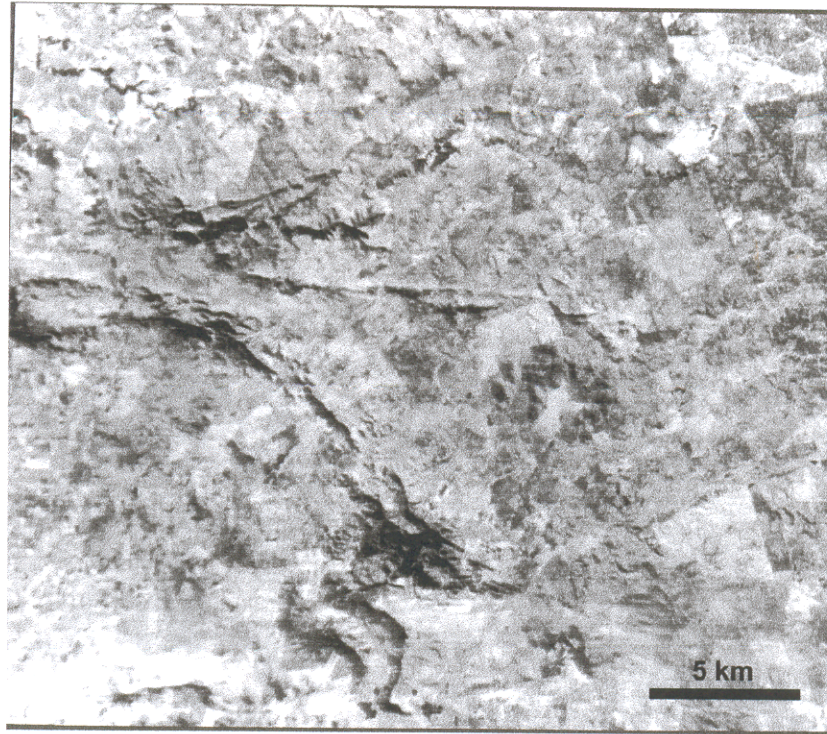


Figura 16 – Imagem de satélite da região da Serra do Rabo. Os lineamentos mais fortes e proeminentes correspondem à terminação leste da Falha Carajás (LANDSAT TM, Banda 4).

Os alinhamentos e lineações de relevo possuem extensões de até 4 km, ocorrendo na forma de feixes curvos a retilíneos com direções preferenciais WNW-ESE, NE-SW e NW-SE. Os lineamentos WNW-ESE ocorrem como feixes paralelos ou cortando aos platôs de mesma direção, mostrando-se retilíneos, com comprimentos variando de 0.5 a 4 km. Aqueles lineamentos com direção NE-SW, apresentam-se na forma de feixes de até 3 km de comprimento e espaçamento de aproximadamente 2 km, com padrão geométrico sigmoidal em "s", ocorrendo principalmente a sul dos

lineamentos de direção WNW-ESE. As linhas com direção NW-SE, por sua vez, apresentam-se também como feixes de segmentos retilíneos, com comprimentos variando de 1 a 2 km e espaçamentos entre de 0.5 a 2 km, ocorrendo principalmente a norte e a sul dos lineamentos e platôs de direção WNW-ESE, anteriormente descritos.

A porção leste do mapa é caracterizada por alta densidade de cristas e lineamentos de relevo, marcando a terminação E, em *splay*, da Falha Carajás. Para efeito de uma melhor compreensão, os principais lineamentos, cristas de relevo e lineações de relevo e drenagem, podem ser divididos em três conjuntos (Figs. 15 e 18).

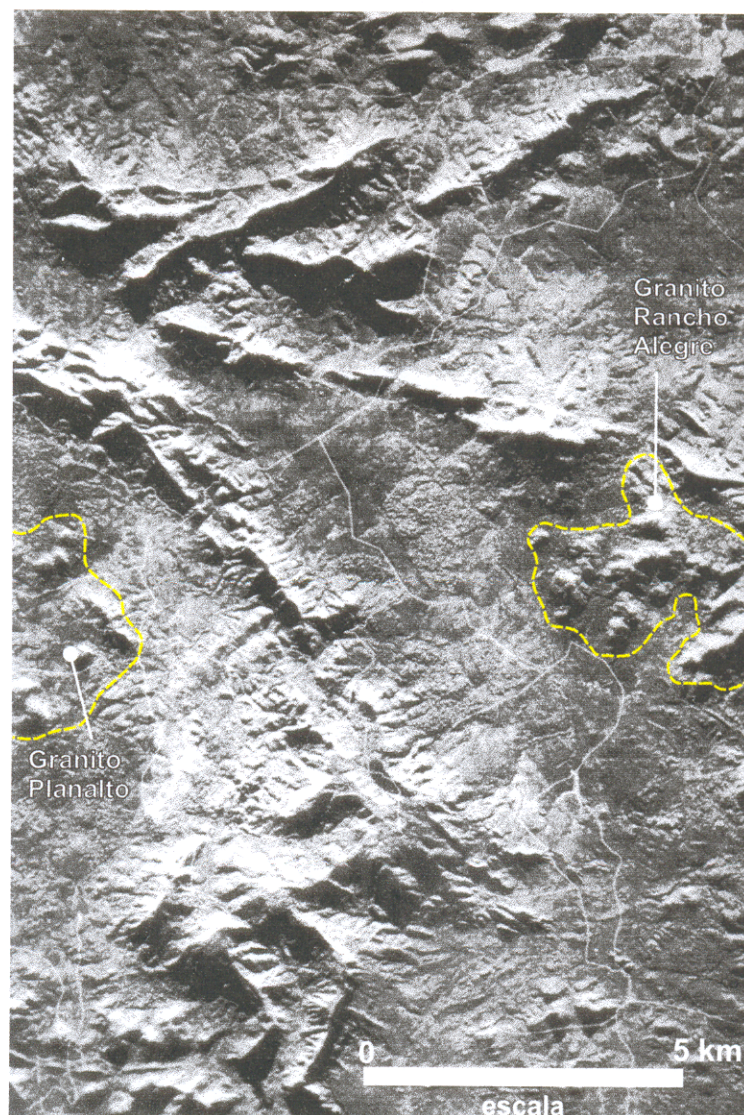
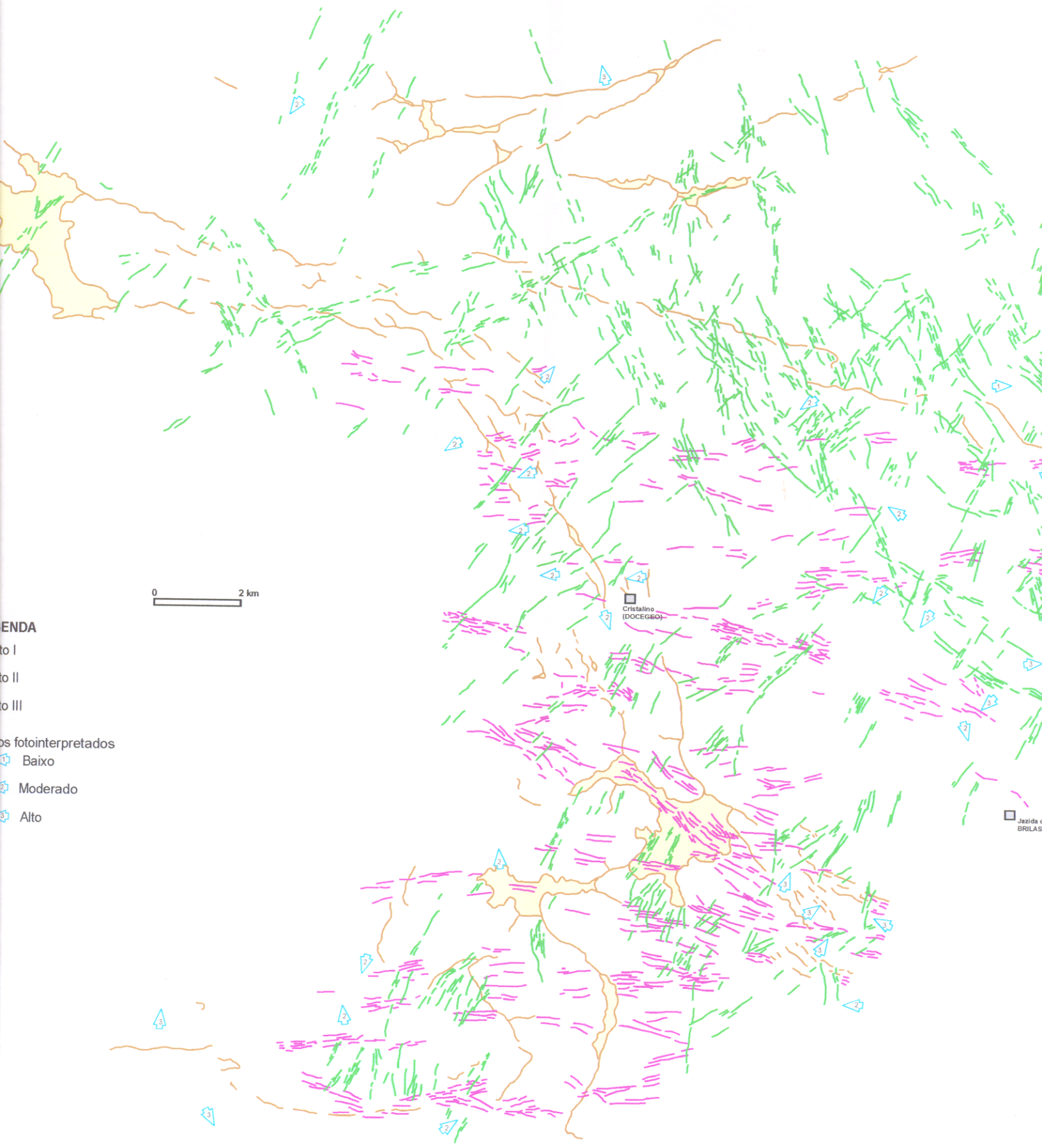


Figura 17 – Imagem de RADAR da região de Serra do Rabo (RADAR Intera-Banda X).



LEENDA

- to I
- to II
- to III
- os fotointerpretados
- 1 Baixo
- 2 Moderado
- 3 Alto

principais lineamentos, cristas de relevo e lineações de relevo e drenagem divididos segundo os três conjuntos aqui sugeridos para a reg



Figura 18 - Mapa com os^o da Serra do Rabo

O **Conjunto I** (Fig. 18; cor marrom) é caracterizado pelas cristas e lineamentos que mostram três direções preferenciais relacionadas com a terminação em “rabo de cavalo” da falha (Figs. 15 e 18). Desta forma, tem-se um feixe de cristas e lineamentos com direção principal NE-SW, mais ao norte, seguido-se de outro feixe, ao centro, com orientação WNW-ESE; um terceiro conjunto, mostra-se infletindo para sul, desta vez com direção NW-SE. No geral, esses lineamentos mostram-se retilíneos, com comprimentos de até mais de 5 km.

Na porção norte deste conjunto (Figs. 15 e 18), as linhas de crista possuem direção preferencial NE-SW, retilíneas e interrompidas, com comprimentos de até 8 km. Nessa área os platôs apresentam formas retangulares, com extensão variando de 0.5 a 2 km alinhados na direção geral das cristas. Como feição particular nesse contexto destaca-se a presença de linhas de cristas desenhando uma feição com forma em “v”, quase paralelas e com vértice para NE, situado na confluência da terminação da falha, acima dessa estrutura.

Na porção centro-leste do mapa (Fig. 18), as cristas apresentam direção preferencial WNW-ESE, mostrando os menores traços (<2 km) na direção NNW-SSE. Em sua maioria retilíneas, podem apresentar leve curvatura com arco voltado ora para norte, ora para sul.

Na parte sul do Conjunto I, as cristas possuem direção NW-SE infletindo para sul, desenhando-se de modo retilíneo a levemente curvo com arco voltado para SW. Têm comprimentos variando entre 0.5 a 5 km. Nessa área ocorrem pequenos platôs com aproximadamente 1.5 km de comprimento, que desenharam contornos com geometria de aspecto amebóide.

Seguindo as cristas que infletem para sul, acima mencionadas, nota-se uma feição desenhada por traços destes elementos de fotoleitura que se apresentam curvos, interrompidos em seus segmentos e desviados para W. Esta estrutura singular é desenhada por linhas de crista em arranjo sinuoso, aproximadamente senoidais, orientadas em seu maior comprimento na posição N-S e com arcos voltados para E e W. Essa feição geométrica ocupa praticamente toda a porção sul da terminação da falha, com aproximadamente 15 km no maior eixo. Ao longo das cristas ocorrem platôs com formas irregulares, e comprimentos variando de 1 a 4 km. O topo do platô mais ao

norte apresenta declividade suave para SW, enquanto outro mais ao sul, mergulha para W. O platô mais ao norte está associado com um feixe de cristas de disposição aproximadamente retilínea, com direção NW-SE e comprimento médio de 2 km. Na região SW (Fig. 18) ocorre uma feição semicircular alongada no eixo E-W, definida por linhas de cristas, com disposição elíptica e comprimento do eixo maior de aproximadamente 8 km. Esta feição se ajusta, gradativamente, a leste, nas linhas de cristas que desenham as formas arqueadas senoidais, anteriormente descritas para esta região.

Em continuação para W da feição elíptica acima descrita, as cristas assumem uma disposição retilínea com direção E-W inflectindo gradativamente para SW (Figs 15 e 18).

O **Conjunto II** (Fig.18; cor verde) é representado por lineamentos e lineações de relevo e drenagem com direções NE-SW e NW-SE (Fig. 15). Ocorre na forma de feixes com lineamentos retilíneos, descontínuos, com comprimentos variando de centenas de metros a 2 km. Eventualmente esses feixes atravessam os lineamentos maiores que desenham a terminação da falha, mostrando espaçamentos variando de 0.5 a 2 km. Os feixes de direção NW-SE ocorrem com alta densidade na porção norte da terminação da falha. Os feixes de direção NE-SW distribuem-se em toda a área de ocorrência da terminação da falha, podendo inflectir levemente para SSW nas porções mais ao sul. Este conjunto apresenta relações claras de truncamento com as cristas do conjunto I, desenvolvendo algumas vezes rejeitos relativos sinistrais (Fig. 18).

Conjunto III (Fig.18; cor vermelha) é composto por feixes de lineamentos e lineações de relevo e drenagem, com direção geral E-W (Fig. 15). Mostram-se anastomóticos, curvos, com espaçamento variando de dezenas de metros a 3 km. Ocorrem principalmente na porção sul da terminação da falha, podendo ocorrer sem interferir na geometria dos lineamentos do conjunto I. Relações de truncamento também são observadas.

3.2- DISCUSSÃO

Ao se observar os resultados obtidos pela análise de sensores remotos pode-se caracterizar a área como sendo estruturada por diversos feixes de lineamentos importantes. Esses feixes desenham, de forma integrada, uma feição retilínea, quase E-W, que se divide em três segmentos na sua parte leste. Essa feição regional será descrita abaixo.

O feixe de direção WNW-ESE, retilíneo, atravessa quase toda a área, projetando-se desde o vértice NW do mapa até a sua região central. A geometria desse segmento varia de feixes descontínuos subparalelos a feixes *en echelon*, com direção NW-SW, principalmente em sua parte mediana.

A terminação leste deste segmento abre-se em três direções, no centro da área do mapa. Um grupo mantém a direção WNW-ESE; outro inflectindo para norte com direção NE-SW e um terceiro divergindo para sul com direção NW-SE. Estas cristas apresentam, de maneira geral, arranjos retilíneos e possuem lineamentos subparalelos.

O terceiro grupo, mencionado acima, infletindo para sul, merece destaque por apresentar feições de relevo levemente curvas, interrompidas e eventualmente desviadas para W. As cristas encurvadas chegam a assumir direções em torno de E-W, notadamente na região mais ao sul do mapa. Na parte oeste estas cristas inflectem gradativamente para SW, acompanhadas por lineamentos apresentando a mesma geometria curva, seguindo por vários quilômetros (>25 km).

A porção noroeste do mapa mostra-se com alta densidade de lineamentos de direções NE-SW e NW-SE, que interagem separando domínios menores onde se sobressaem arranjos losangulares.

Os lineamentos e cristas de relevo presentes na área NE do mapa, como descritos anteriormente, encontram-se geralmente interrompidos por feixes de lineamentos com direções NE-SW e NW-SE. Ao sul, ocorrem com frequência feixes de lineamentos de direção E-W, com uma maior densidade na região SE.

Tendo em vistas as características descritas, pode-se tecer algumas considerações quanto à possível hierarquização cronológica dessas feições geomorfológicas. Na região noroeste do mapa, as relações de truncamentos entre os

elementos fotogeológicos, do modo como se dispõem nos sensores, é de difícil caracterização visual, sem mostrar com clareza qualquer definição hierárquica. Pode-se a princípio interpretar essas feições como sendo temporalmente correlatas, provavelmente com pequenas diferenças de momento de nucleação.

É descrita para a região de Carajás uma trama dúctil de direção E-W, que ocorreria nas rochas do embasamento e estaria relacionada com o Cinturão Itacaiúnas, de idade arqueana (Pinheiro, 1997). Segundo Pinheiro (1997) a Falha Carajás teria sido formada durante um evento de transtensão dextral por volta de 2.6 Ga e 2.0-1.8 Ga e cortaria longitudinalmente a "estrutura sigmoidal de Carajás", com direção aproximada E-W com a terminação leste em *splay* (em "rabo de cavalo") infletindo para sul. Costa *et al.* (1995) descreve além dos lineamentos de direção WNW-ESE, direções NE-SW e N-S que estariam relacionadas ao evento transtensional responsável pela nucleação da Falha Carajás.

Com relação às estruturas descritas para a área leste do mapa, pode-se verificar que o conjunto I (em marrom na Fig.18), acima descrito, estaria relacionado diretamente com estruturas arqueanas, quando da nucleação da Falha Carajás (terminação em "rabo de cavalo"). O conjunto II (em verde na Fig. 18) seria mais novo, relacionado com um evento posterior à formação da Falha Carajás, como pode ser evidenciado pelas relações de truncamento com o conjunto I, tal como se observa nos mapas das Figs.15 e 18. O conjunto III (em vermelho na Fig.18), por sua vez, poderia estar temporalmente relacionado à uma posição intermediária entre os conjuntos I e II, ou poderia ainda, se tratar de estruturas mais antigas em relação ao momento de formação da falha. Estaria relacionado, portanto, à geometria de feições pretéritas, ligadas à estruturação do embasamento (E-W), posteriormente reativada.

As relações entre as estruturas desenhadas pelos lineamentos interpretados e as diferentes litologias expostas na região serão discutidas quando da apresentação dos dados de mapeamento de campo, a seguir.

Capítulo 4

DADOS DE MAPEAMENTO DE CAMPO

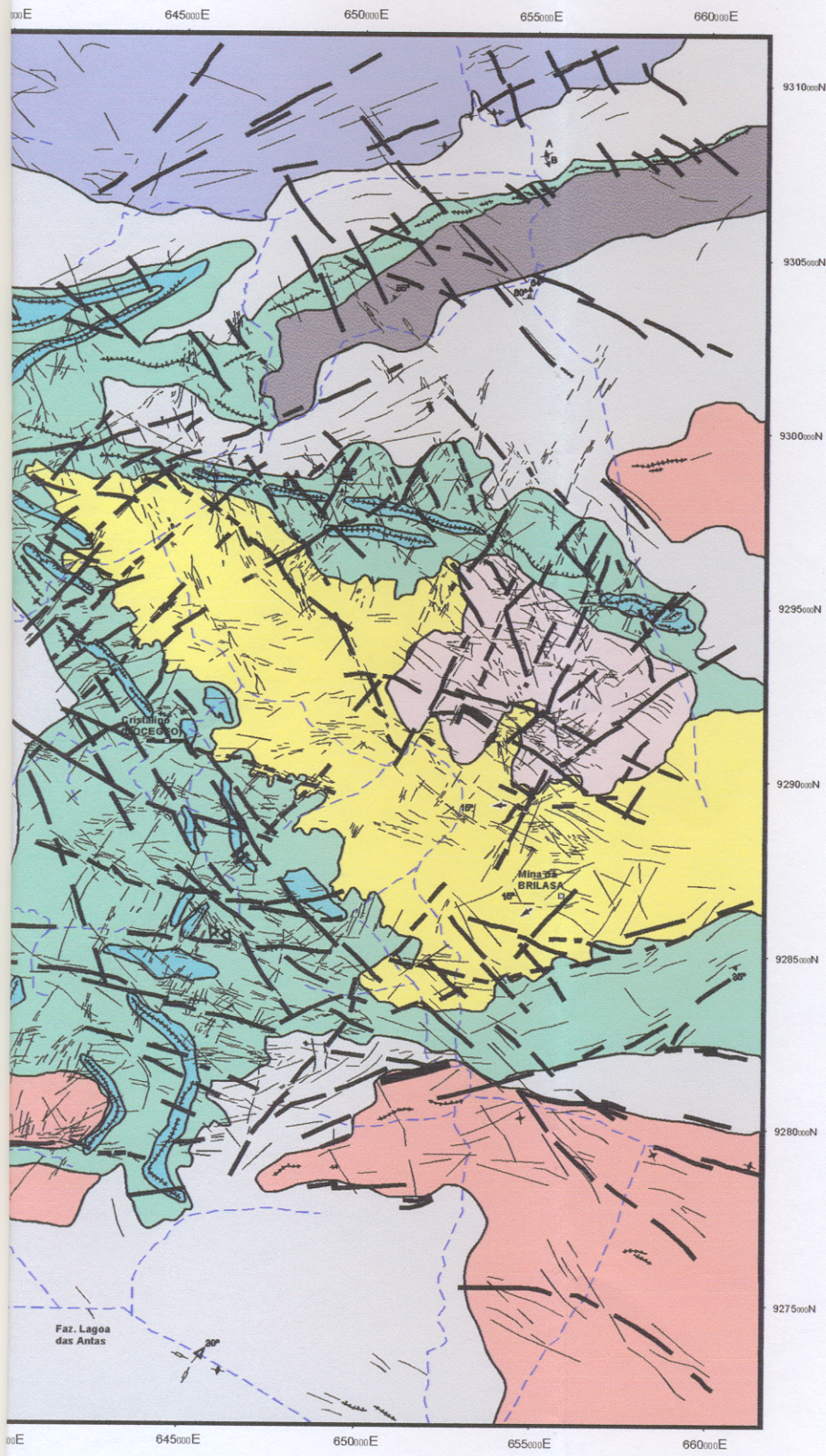
Neste capítulo serão apresentados, de forma detalhada, os dados de campo obtidos através do mapeamento geológico realizado no decorrer deste trabalho (escala 1:50 000), com o objetivo de investigar e analisar a arquitetura dos sistemas de fraturas desenvolvidos na terminação em *splay* da Falha Carajás e assim, estudar sua evolução cinemática. Cabe ressaltar que esse levantamento enfatizou particularmente as rochas supracrustais (*Assembléia de Cobertura* de Pinheiro, 1997). Os dados de campo coletados foram reunidos àqueles provenientes da análise e leitura dos sensores remotos (ver Capítulo 3), resultando no mapa geológico apresentado na Figura 19 (ver também anexo).

Será dada ênfase especial para as estruturas tectônicas observadas na área, bem como as suas relações temporais-espaciais.

Os aspectos mais relevantes sobre a organização estratigráfica das rochas aflorantes serão também abordados, no sentido de se alcançar um entendimento evolutivo para estas rochas.

4.1 – GEOLOGIA DA SERRA DO RABO E ADJACÊNCIAS

Grande parte da área mapeada expõe rochas do embasamento, representadas na região pelo Complexo Xingu em associação com diversos granitos arqueanos (Granito Planalto, Granito Rancho Alegre, Complexo Granítico Estrela, Suíte Plaquê – Fig. 19). Estes granitos demonstram ter uma relação intrusiva com o Complexo Xingu (Barros *et al.*, 2001).



LEGENDA

- GABRO SANTA INÊS
 - ULTRAMÁFICA TIPO VERMELHO
 - FORMAÇÃO GOROTIRE
 - DIQUES E/OU ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS
 - FORMAÇÃO CARAJÁS
 - FORMAÇÃO PARAUPEBAS
 - SUÍTE PLAQUÊ
 - COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA
 - GRANITO RANCHO ALEGRE
 - GRANITO PLANALTO
 - COMPLEXO XINGU
- ARQUEANO
- GRUPPO GRÃO PARÁ
- GRANÍTICOS

Convenções

- Atitude de foliação
- Atitude de foliação subvertical
- Atitude de foliação com lineação mineral indicada
- Atitude de camadas
- Paleocorrente
- Juntas
- Atitude de Foliação S-C
- Eixo de dobras mesoscópicas
- Indicador cinemático
- Bloco alto / Bloco baixo
- Diques menores
- Veios
- Falha inferida
- Cristas
- Escarpas
- Lineamentos
- Contato geológico
- Localidades
- Estradas

10 km

o Rabo (ver mapa em anexo).

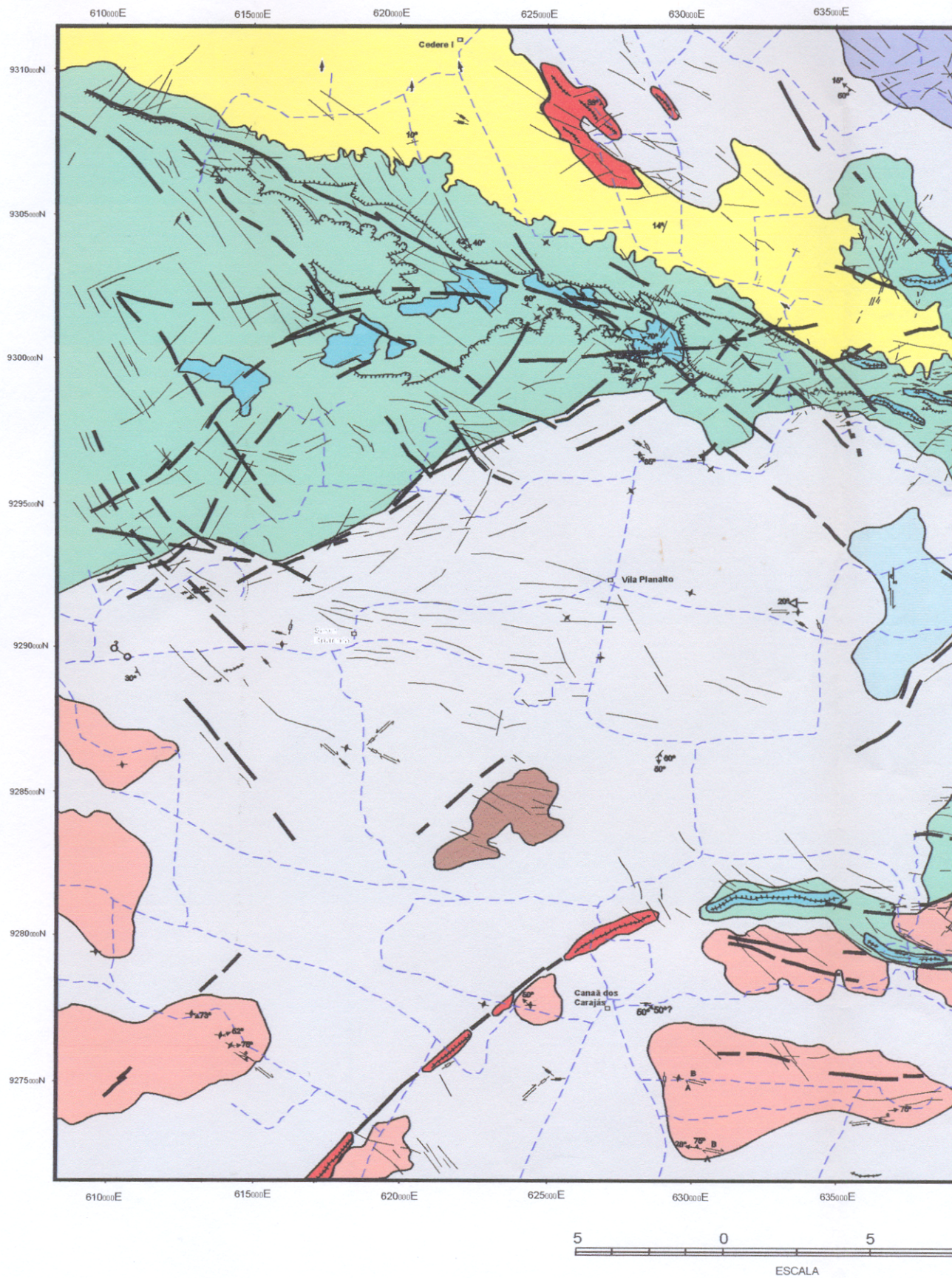


Figura 19 - Mapa geológico com os principais lineamentos e unidades litoestratigráficas para a região da Serro

As rochas supracrustais afloram na área desenhando em mapa uma faixa quase contínua orientada na direção NW-SE, mostrando um forte estreitamento na sua parte mediana. São constituídas pelas rochas do Grupo Grão Pará e Formação Gorotire (Fig. 19). As rochas supracrustais mostram-se balizadas, em planta, pelos lineamentos que definem a “estrutura sigmoidal de Carajás” e a terminação em “rabo de cavalo” da Falha Carajás.

Corpos máficos-ultramáficos (ultramáficas tipo Vermelho e Gabro Santa Inês) afloram, de modo alinhado, com direção NE-SW, geralmente intrudidos nas rochas do embasamento e supracrustais. Intrusões máficas menores e rochas quartzo-feldspáticas, relacionadas à falhas, também afloram em corpos alongados (diques), com direções variáveis, conforme será mostrado mais adiante (Fig. 19).

4.1.1 – Complexo Xingu

Ocupa mais de 45% em área da região enfocada. O **Complexo Xingu** foi primeiramente definido por Silva (1974) como sendo um “conjunto de rochas polimetamórficas com tendência granodiorítica, variavelmente migmatizado”. DOCEGEO (1988) definiu esse complexo como sendo constituído por gnaisses, às vezes apresentando migmatização, com composição tonalíticas, trondhjemiticas e/ou granodioríticas, tendo sido produto de intenso retrabalhamento de granitos arqueanos. Araújo e Maia (1991) ressaltaram a predominância dos tipos tonalíticos, sendo que as outras variedades estariam em quantidades subordinadas. O último episódio de migmatização associado a estas rochas foi datado por U/Pb em 2859 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991; Tabela 02).

As rochas do Complexo Xingu são caracterizadas na região do mapeamento, por apresentarem composição granítica, em sua maioria granodioritos e tonalitos de granulação grossa a média, variavelmente deformados por cisalhamento dúctil, podendo ocorrer subordinados gnaisses graníticos e migmatitos. Sob o ponto de vista mineralógico, suas rochas são constituídas por quartzo, feldspato (plagioclásio e/ou microclina), biotita e hornblenda, além de minerais opacos, zircão, apatita, clorita e como acessórios, muscovita, sericita e calcita.

As exposições dessas rochas caracterizam-se pela presença marcante de uma trama dúctil, representada por uma foliação quase sempre pervasiva, descontínua e paralela, com espaçamento microlítico, paralelo, da ordem de milímetros. Sob o ponto de vista microscópico essa estrutura planar é definida pela orientação espacial de minerais máficos (hornblenda e biotita) e/ou agregados planares de minerais quartzo-feldspáticos. Apresenta direção predominante E-W, com mergulhos fortes, principalmente para sul, geralmente maiores que 70° (Fig. 20). Essa foliação pode se fazer ausente em diversos locais na área estudada, ou, por vezes, torna-se de difícil definição, principalmente nos litotipos de texturas mais finas.

Uma lineação mineral definida pelo estiramento de minerais geralmente félsicos, pode ser observada em alguns locais, em associação geométrica com a foliação, com direção variada (praticamente em todos os quadrantes) e caimento moderado a alto (50° a subvertical; Fig. 20).

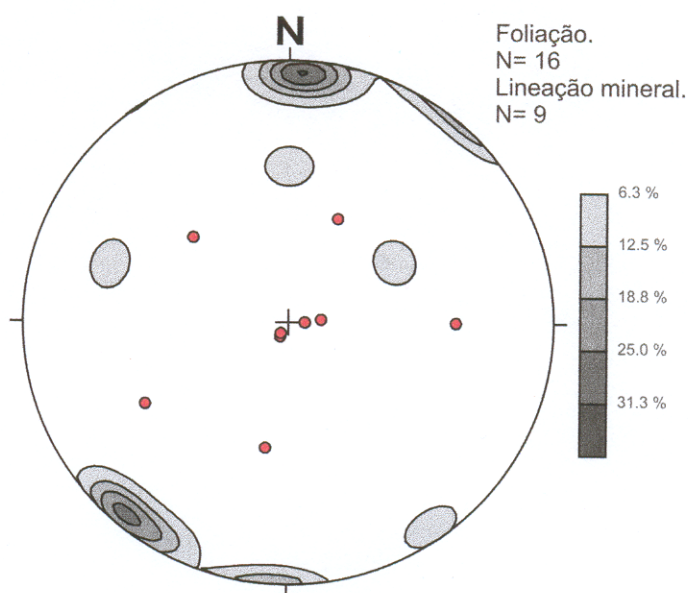


Figura 20 – Estereograma com contornos de concentrações de pólos da foliação do Complexo Xingu, observadas na área de estudo. Lineação mineral representada por círculos vermelhos.

Em afloramentos onde as rochas estão intensamente deformadas, observa-se o desenvolvimento de um bandamento gnáissico fino, associado com dobras e tramas de

transposição. Indicativos cinemáticos mostram em sua maioria arranjos sinistrais, podendo ocorrer exemplos envolvendo cinemática dextra.

Em uma exposição situada a 7 km a leste da Vila Planalto (Fig. 19), a rocha de composição granítica desenvolve um bandamento gnáissico fino, com direção aproximada E-W, definido por cristais de biotita e hornblenda em bandas intercaladas com concentrações de minerais félsicos, onde predomina o quartzo e o feldspato. Esse bandamento se encontra deformado, desenvolvendo dobras apertadas e em bainha, apresentam caimento de aproximadamente 20° para oeste (Fig. 21). O conjunto indica fluxo oblíquo reverso-sinistral. Porções migmatizadas ocorrem concordantes à foliação. Essa foliação está truncada por fraturas com direções variando de 340° Az a 280° Az sub-verticais.

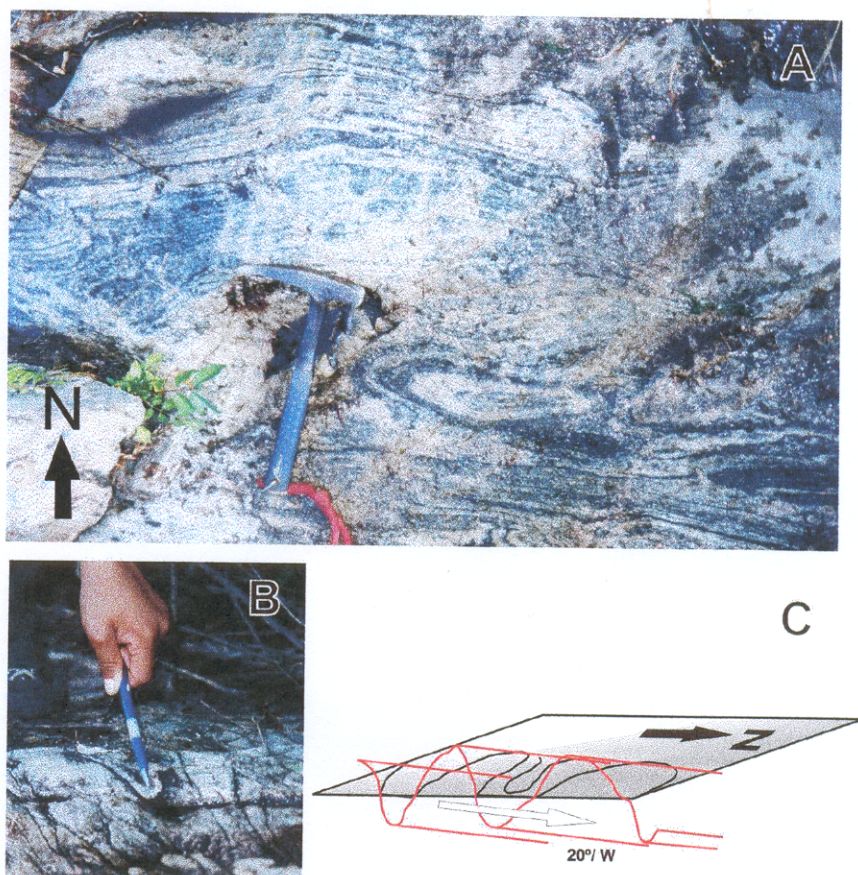


Figura 21 – Afloramento de rochas do Complexo Xingu na região próxima a Vila Planalto. A) bandamento gnáissico fino dobrado, desenvolvendo dobras apertadas; B) perfil da dobra com eixos apresentando caimentos de aproximadamente 20° /W e C) diagrama esquemático mostrando a geometria das dobras em 3D.

Em escala regional a trama dúctil de direção E-W que ocorre na região mapeada, encontra-se truncada por uma segunda foliação tardia, de caráter rúptil (Fig.19).

A trama rúptil, quando observada em afloramento, é traduzida por feixes de fraturas de diferentes tipos, assumindo localmente diversas orientações, preferencialmente NE-SW, NW-SE e, menos freqüentemente E-W, com espaçamento da ordem de poucos metros. Na região central e oeste da área mapeada (Fig. 19) observa-se que a trama rúptil NW-SE é marcada por lineamentos de relevo e drenagens, mostrando indicadores de cinemática dextral, enquanto que aquela com direção NE-SW apresenta evidências de movimentação sinistral. Algumas vezes estas fraturas apresentam preenchimento por quartzo e/ou agregados de minerais hidrotermais.

Fraturas N-S, truncando a trama dúctil, também são comuns, associadas com um preenchimento por agregados minerais hidrotermais (Fig. 22). A alteração hidrotermal, microscopicamente, é caracterizada pela presença da assembléia mineral epídoto + muscovita (alteração do feldspato e biotita) + biotita + clorita (alteração da hornblenda).



Figura 22 – Fraturas com preenchimento por material hidrotermal truncando foliação das rochas do Complexo Xingu em afloramento situado nas cercanias da Vila Planalto.

Atualmente as rochas desse complexo têm sido gradativamente desmembradas e diferenciadas em outras unidades, como por exemplo, o Complexo Granítico Estrela e o Trondhjemito Mogno. Com o decorrer das pesquisas em andamento torna-se bem provável que essa unidade tenha sua área reduzida em futuros mapas geológicos.

Tem sido descrita por diversos autores para a região da Serra do Rabo, a presença de uma trama dúctil E-W, com idade aproximada de 2.8 Ga, associada a um episódio deformacional vinculado regionalmente ao Cinturão Itacaiúnas (p.e. Costa *et al.*, 1995; Pinheiro, 1997). Esta trama dúctil, conforme descrita acima, foi observada durante o mapeamento da área. No entanto, verificou-se também a presença de outra trama subordinada, de caráter rúptil, com orientações variáveis, conforme mencionado anteriormente.

A lineação mineral, identificada em poucos afloramentos, apresenta atitude variável (Fig. 20). Esta variação na direção da foliação de E-W para NW-SE, mantendo ângulos de mergulho altos, associados com uma lineação que também apresenta variação (caimento moderado a alto), pode estar relacionada com o particionamento da deformação. Seria um indício que a deformação observada nas rochas do Complexo Xingu poderia estar relacionada a um estado de deformação do tipo total (ver Cap. 1), possivelmente do tipo transpressão.

A reorganização imposta à trama dúctil E-W, também pode estar relacionada com a proximidade dessas rochas à terminação da Falha Carajás. Dessa forma, tais estruturas sofreriam deformação rúptil, eventualmente rúptil-dúctil, que poderia estar relacionada com a cinemática da falha.

4.1.2 – Grupo Grão Pará

O **Grupo Grão Pará**, como definido por Araújo e Maia (1991), estaria constituído pelas formações: (1) Carajás, (2) Parauapebas e (3) Águas Claras (anteriormente denominada Grupo Rio Fresco de DOCEGEO, 1988) que foi mais recentemente retirada dos domínios estratigráficos desse grupo para compor uma unidade própria, com o mesmo nome, disposta de modo discordante, acima do Grupo Grão Pará (Nogueira, 1995). Essa última proposta será adotada neste trabalho por melhor se ajustar aos dados observados em campo.

Segundo Araújo e Maia (1991), a **Formação Carajás** é constituída por formações ferríferas bandadas e corpos de minérios de ferro associados, juntamente com camadas de jaspelito. A **Formação Parauapebas** é representada por rochas vulcânicas básicas, apresentando predominância de metabasaltos e metadacitos. As duas formações estão interdigitadas e com indicadores de metamorfismo em fácies xisto-verde. Segundo Hirata *et al.* (1982) as rochas da Formação Parauapebas estariam relacionadas a um vulcanismo toleítico, afetadas por hidrotermalismo submarino.

Wirth (1986) descreve uma composição essencialmente bimodal para o vulcanismo do Grupo Grão Pará, consistindo de basaltos, basaltos andesíticos, traquiandesitos e riolitos. Esse vulcanismo seria similar àqueles existentes em terrenos continentais, incluindo enxames de diques, zonas de rifteamento e derrames basálticos.

Lindenmayer & Fyfe (1992) acreditam que as rochas do Grupo Grã Pará teriam origem continental, física e temporalmente associada às rochas do Grupo Salobo e Pojuca, sendo, portanto contemporâneas, apresentando apenas diferentes graus de metamorfismo.

No mapeamento realizado na região da Serra do Rabo, a Formação Carajás foi caracterizada por formações ferríferas bandadas, com a intercalação de bandas milimétricas de coloração cinza escuro a negra, composta por minerais ricos de ferro, com bandas esbranquiçadas de sílica (Fig 23). Em alguns pontos localizados, houve a lixiviação quase total do quartzo com o desenvolvimento de rochas ferríferas bandadas ferruginizadas com a laminação primária preservada (Fig 23).

É comum se observar o bandamento apresentando dobramentos em diversas escalas, com *kink bands* e falhas dispostas em posições espaciais variáveis, como será discutido mais adiante, sendo cortadas por veios centimétricos a métricos, discordantes, formados por quartzo, também mostrando direções variáveis.

A Formação Parauapebas ocorre interdigitada com a Formação Carajás. Poucos afloramentos dessa unidade podem ser encontrados na região da Serra do Rabo devido ao alto grau de intemperismo a que estas rochas foram sujeitas, limitando, dessa forma, consideravelmente a coleta de dados estruturais

Pode-se observar nas metavulcânicas, uma foliação do tipo espaçada variando de grossa a suave, por vezes do tipo disjuntiva, com atitude semelhante àquela dos bandamentos da formação ferrífera.

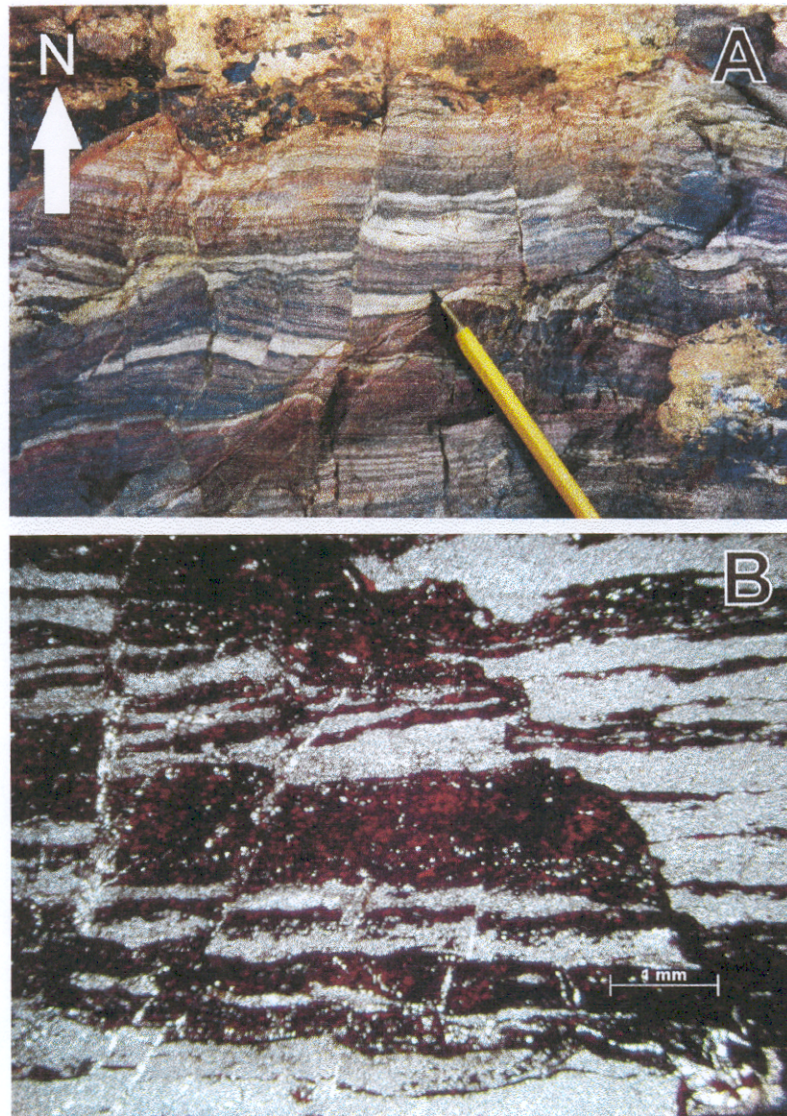


Figura 23 – Formação ferrífera bandada da Formação Carajás. A) bandamento com intercalação de minerais ricos em ferro com bandas de quartzo, cortados por fraturas e falhas de caráter eminentemente rúptil observado em afloramento 6 km a norte da Vila Planalto; B) formação ferrífera observada em lâmina com a deformação rúptil evidenciada (nicóis cruzados).

O bandamento da formação ferrífera exposta na região da Serra do Rabo apresenta direção variando de E-W para NW-SE, com mergulhos altos para N-S ou NE-SW, podendo chegar freqüentemente a subverticais (Fig. 24). O bandamento encontra-se dobrado com feições em arranjos parasíticos, com no mínimo três ordens de escala. As dobras menores têm cerca de 5cm em média, podem variar de abertas a isoclinais. São assimétricas em "s" ou "z" articuladas com dobras maiores (de 0.5 – 1m em média) que também variam de abertas a isoclinais, predominando aquelas fechadas. As dobras menores apresentam-se articuladas com dobras maiores de até 15m de comprimento e amplitude na ordem de >15m.

Essas dobras observadas podem ser classificadas segundo a geometria de suas isógonas como sendo predominantemente da classe 2 (isógonas paralelas), podendo também ocorrer dobras de classe 3 com isógonas divergentes, com proeminente espessamento apical.

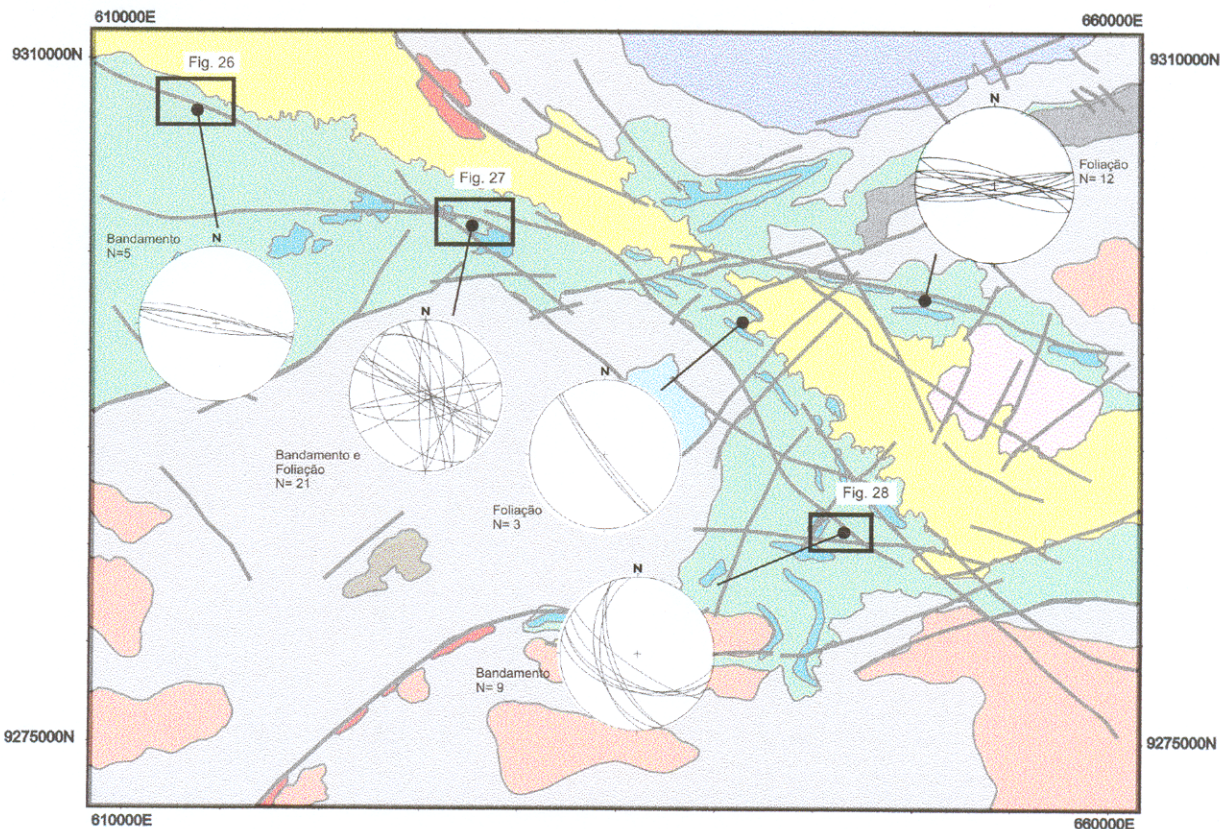


Figura 24 – Mapa mostrando estereogramas do bandamento da Formação Carajás e foliação da Formação Parauapebas na região estudada. Variação da direção de E-W para NW-SE, com mergulhos altos para N-S ou NE-SW (legenda como na Figura 18).

As dobras descritas ocorrem de forma pervasiva nas rochas da Formação Carajás (Fig.25), com caimento de eixos variando de SE à SW, com ângulos moderados a baixos ($\sim 10^\circ$ a 60°), com planos axiais dispostos nas direções NW-SE à NE-SW, mergulhando ora para SW ora para NW-SE, com ângulos moderados a altos (45° a 70°). A atitude dos planos axiais das dobras desenvolvidas na formação ferrífera é concordante à posição média da foliação observada na maioria das rochas metavulcânicas (Fig. 24 e 25).

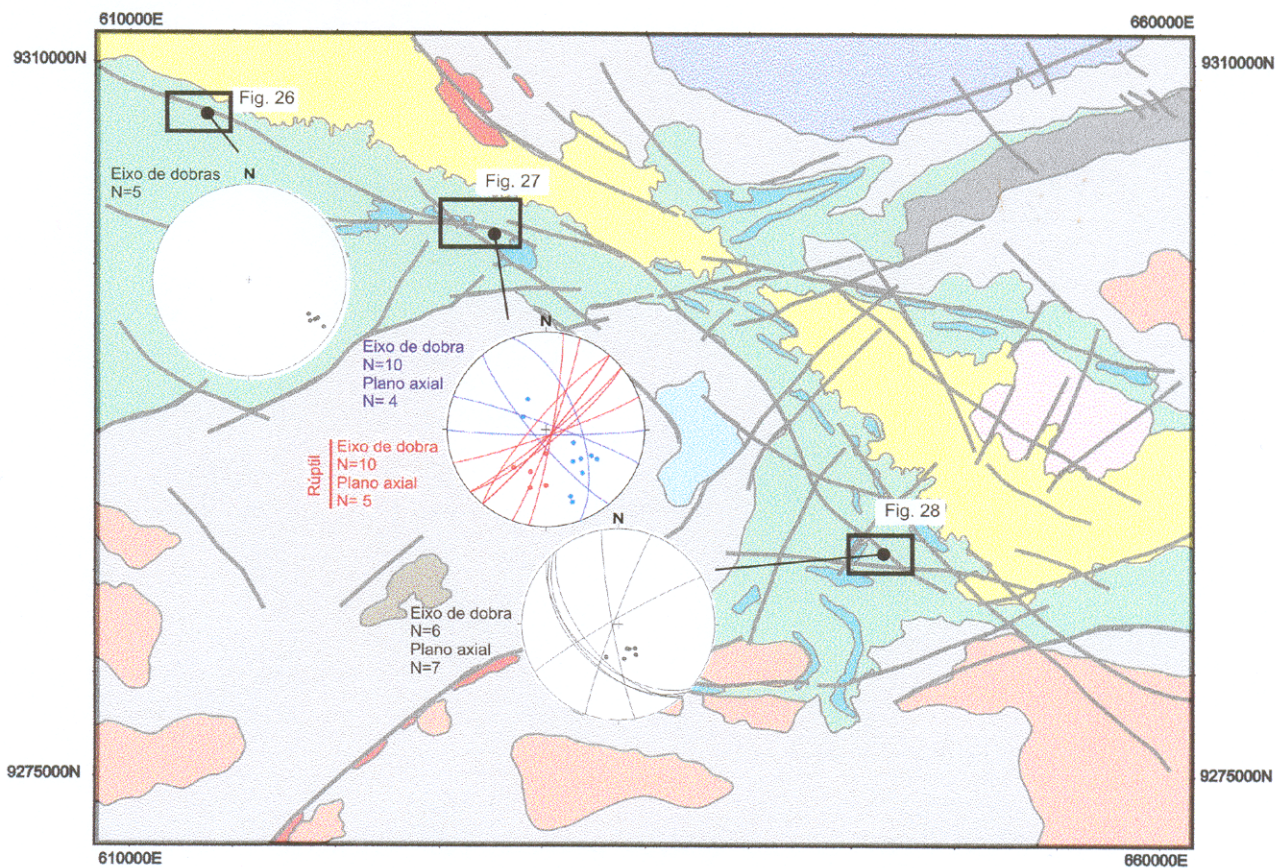


Figura 25 – Mapa mostrando estereogramas demonstrando a variação dos eixos de dobras mesoscópicas e planos axiais nas rochas da Formação Carajás. Quando representadas no mesmo estereograma, as estruturas da primeira geração estão em coloração azul e as da segunda geração em vermelho (legenda como na Figura 18).

O bandamento da formação ferrífera e a foliação desenvolvida nas rochas metavulcânicas da Formação Parauapebas são truncadas por zonas de cisalhamento

rúpteis, com direções N-S e NE-SW, com mergulhos altos a subverticais. Na formação ferrífera as bandas de cisalhamento ficam mais facilmente evidentes pela presença do bandamento composicional que funciona como identificador de rejeitos milimétricos a centimétricos. No mapa, o deslocamento observado é do tipo aparente podendo-se mostrar tanto dextral para aqueles de direção NW-SE, quanto sinistral para os de direção NE-SW. Estas bandas de cisalhamento rúpteis desenvolvem *kink bands* e um padrão de redobrimento do pacote da formação ferrífera, no qual as dobras descrevem planos axiais de direções N-S e NE-SW subverticais e eixos de caimento ora para N-NE ora para S-SW (Fig.25).

Tendo em vista as características das estruturas observadas durante o mapeamento do Grupo Grão Pará na região da Serra do Rabo, podemos organiza-las em duas gerações:

Primeira geração de estruturas – reconhecida pelo caráter deformacional dúctil-rútil representado na área pela rotação (para a posição vertical) e dobramento da Formação Carajás, bem como pelo desenvolvimento da foliação espaçada e grosseira nas rochas da Formação Parauapebas.

Segunda geração de estruturas – representada na região da Serra do Rabo por fraturas e falhas de caráter eminentemente rútil, com direções variadas: (1) NE-SW, (2) N-S e (3) NW-SE. Estas fraturas truncam as estruturas da primeira geração, possibilitando o desenvolvimento de *kink bands* e redobrimento nas rochas da Formação Carajás. A segunda geração de dobras apresenta planos axiais com direções variando de N-S para NE-SW, com caimentos ora para NE ora para SW.

O mapeamento das rochas expostas no topo dos platôs, nas adjacências de traços da Falha Carajás, com direção NW-SE, conforme observados em sensores remotos (veja Cap. 3), a cerca de 10 km a norte da Vila Planalto (Fig 19), revelou a presença de rochas metavulcânicas alteradas e crostas ferruginizadas da formação ferrífera bandada. Aparentemente as rochas metavulcânicas ocorrem em faixas, no centro dos platôs, dispostas de modo longitudinal à direção dos mesmos, com as faixas concordantes de formação ferrífera bandada, predominando nas bordas. As rochas metavulcânicas mostram, quando em melhores exposições, uma foliação espaçada disjuntiva variando de grosseira a suave, com mergulhos subverticais e direção

concordante àquela do bandamento da Formação Carajás, disposta em torno do quadrante NW-SE (Fig 27).



Figura 26 – Afloramento das rochas da Formação Carajás, próximo ao Rio Parauapebas. A) Eixo de dobras com caimento $30^{\circ}/120^{\circ}$, lapiseira indicando o eixo; B) fraturas e falhas de direção N-S e NE-SW cortando o bandamento da formação ferrífera

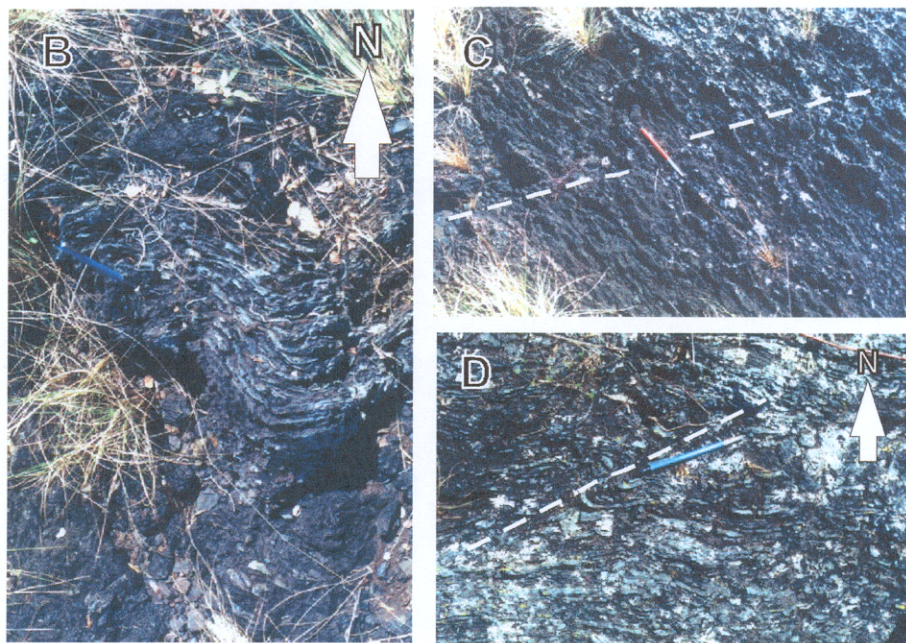
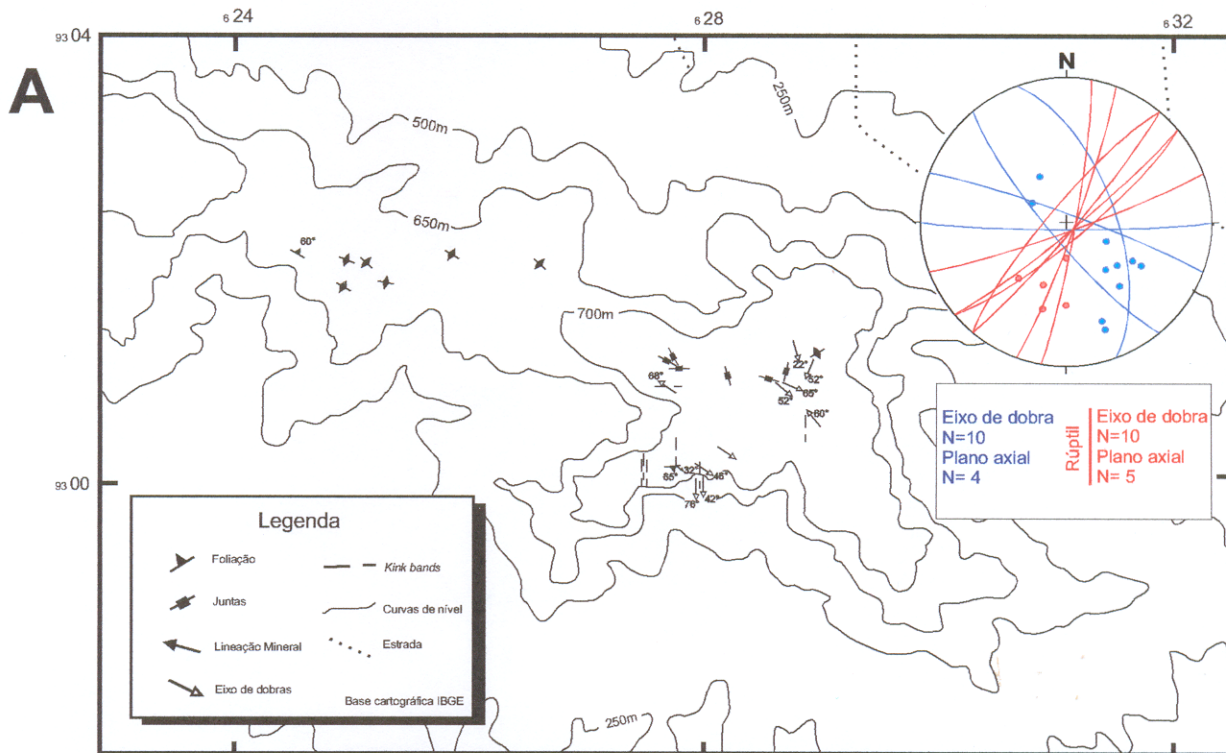


Figura 27 Afloramento das rochas do Grupo Grão Pará expostas no topo dos platôs, nas adjacências de traços da Falha Carajás, 10 km a norte da Vila Planalto. A) mapa estrutural das exposições nos platôs, com estereograma dos eixos de dobras e planos axiais das estruturas de primeira e segunda geração (ver anexo); B) dobras mesoscópicas nas rochas da Formação Carajás com eixos caindo para SE, relacionadas com as estruturas da primeira geração (vide texto); C) foliação espaçada e grossa desenvolvida nas rochas da Formação Parauapebas com direção NW-SE, cortada por fraturas e falhas de direção NE-SW e D) redobramento do bandamento nas rochas da Formação Carajás por fraturas e falhas de direção NE-SW, com eixo caindo para SW.

O bandamento nas rochas da Formação Carajás, conforme já foi mencionado acima, encontra-se geralmente na posição subvertical e eventualmente dobrado. As dobras desenvolvidas apresentam-se em arranjos parasíticos, sendo possível determinar pelo menos duas ordens de escala. Essas dobras mostram-se de abertas a isoclinais, com amplitudes variáveis, articuladas em "S" e "Z". Aquelas menores têm em média 5 cm de comprimento, articuladas com feições maiores que podem ter até 3m de comprimento e amplitude >3m. Há a possibilidade dessas dobras estarem vinculadas com dobras ainda maiores que não visualizadas diretamente no campo. As dobras apresentam plano axial paralelo ao bandamento e foliação de formação ferrífera e metavulcânica respectivamente, com eixos caindo variavelmente entre 20° a 65° para SE (Fig. 27).

A foliação e bandamento, acima mencionados, estão deformados por *kink bands* assimétricos com planos axiais de direção N-S e cortados por fraturas e falhas orientadas em torno do quadrante NE-SW. Esse evento rúptil tardio possibilitou o desenvolvimento de um padrão de redobramento do bandamento, formando dobras com eixos caindo sistematicamente para S e SW, com ângulos variando de alto a moderado (50° - 75°; Fig. 27).

Em um segundo afloramento visitado, na porção central da área mapeada, onde a Falha Carajás inflete para sul, 5 km a sul do Projeto Cristalino (DOCEGEO; Fig 19, 25 e 28), observa-se esse mesmo padrão de interferência.

Excelentes exposições das rochas ferríferas bandadas e crostas ferruginizadas da Formação Carajás apresentam bandamento com direção NW-SE, em média, com mergulhos moderados a alto para SW (Fig. 25 e 28). Dobras inclinadas, isoclinais, e eventualmente abertas, têm eixo com caimento para SW da ordem de 30° à 60°. O bandamento é truncado por falhas e fraturas de direção NW-SE e NNE-SSW, com mergulhos para SW ou subverticais, de cinemática dextral (Fig. 27). É possível observar também uma lineação mineral policristalina tipo *slickenline* observada em escala mesoscópica (Fig. 29), orientada com a mesma atitude dos eixos das dobras adjacentes, constituindo tectonito L a LS.

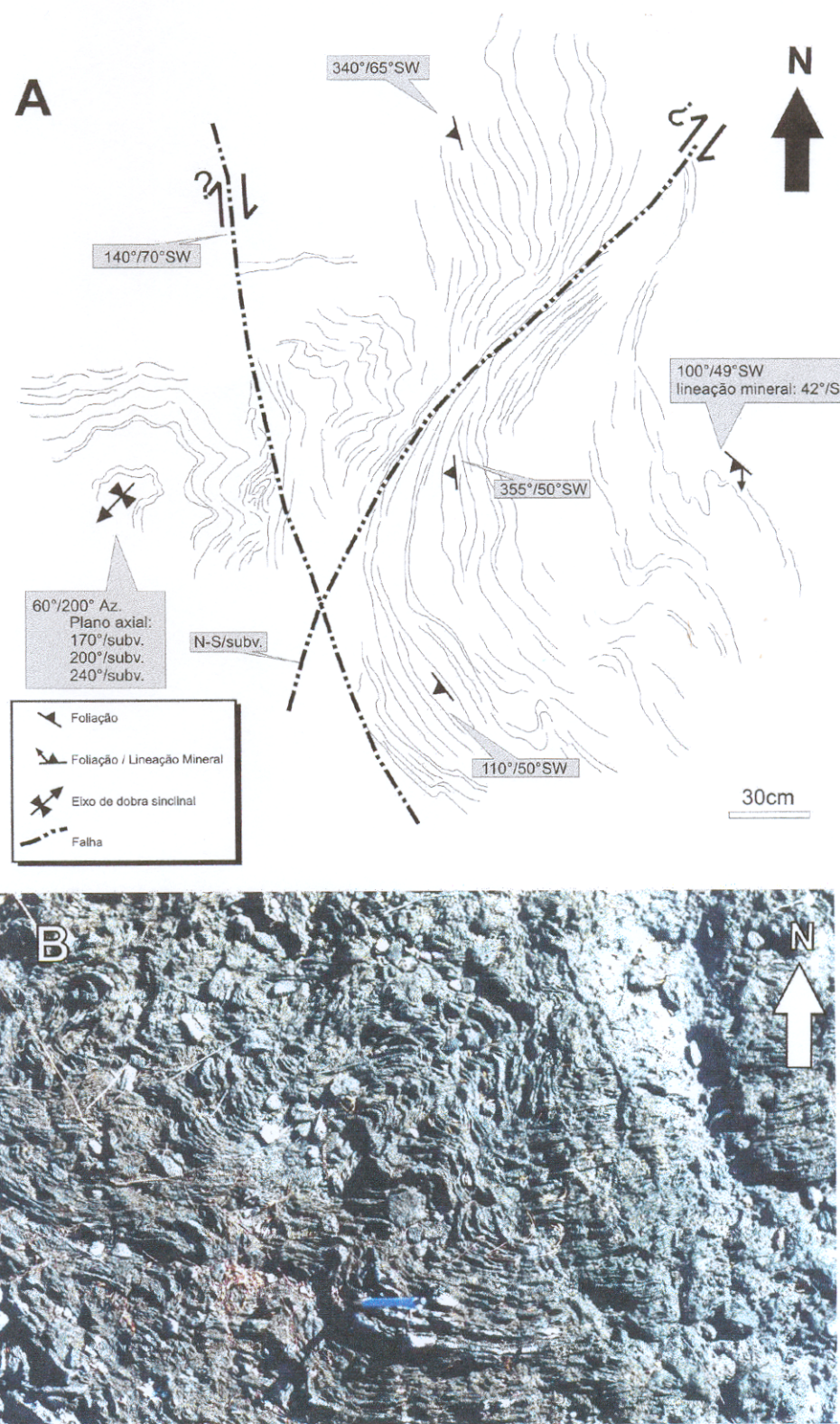


Figura 28 – Afloramento das rochas da Formação Carajás, 5 km a sul do Projeto Cristalino - DOCEGEO. A) painel esquemático com o bandamento dobrado sendo cortado por fraturas e falhas de direção N-S e NE-SW; B) eixo de dobras mesoscópicas em bandamento da formação ferrífera com caimento para SW. A caneta indica o eixo das dobras.



Figura 29 – Lineação mineral desenvolvida em tectônico L a LS, com caimento paralelo aos eixos da dobras, observada em afloramentos situados 5 km a sul do Projeto Cristalino – DOCEGEO.

4.1.3 – Granitos Arqueanos

Intrudindo as rochas do Complexo Xingu e do Supergrupo Itacaiúnas, têm-se diversos corpos graníticos arqueanos com idades similares, em torno de 2.7 Ga (ver Tabela – 02). Barros *et al.* (2001) ressaltaram que estes corpos graníticos com idades próximas revelam um importante episódio de geração de rochas graníticas arqueana, ocorrido na região de Carajás.

Os principais granitos encontrados na área mapeada, relacionados a esse episódio presentes na Serra do Rabo são: (1) Planalto, (2) Rancho Alegre, (3) Complexo Granítico Estrela e (4) Suíte Plaquê. Essas rochas serão descritas a seguir.

O **Granito Planalto** está situado na terminação leste da Falha Carajás, 10 km a leste da Vila Planalto (Fig. 19). Foi descrito originalmente por Huhn *et al.* (1999) como um granitóide deformado, apresentando feições predominantemente planares, com o desenvolvimento de tectonitos SL. Segundo Leite (2001), apesar de apresentar idade geocronológica semelhante a Suíte Plaquê (ver Tabela – 02), o Granito Planalto

demonstra características petrográficas e geoquímicas distintas (caráter alcalino), possuindo maior afinidade com o Complexo Granítico Estrela.

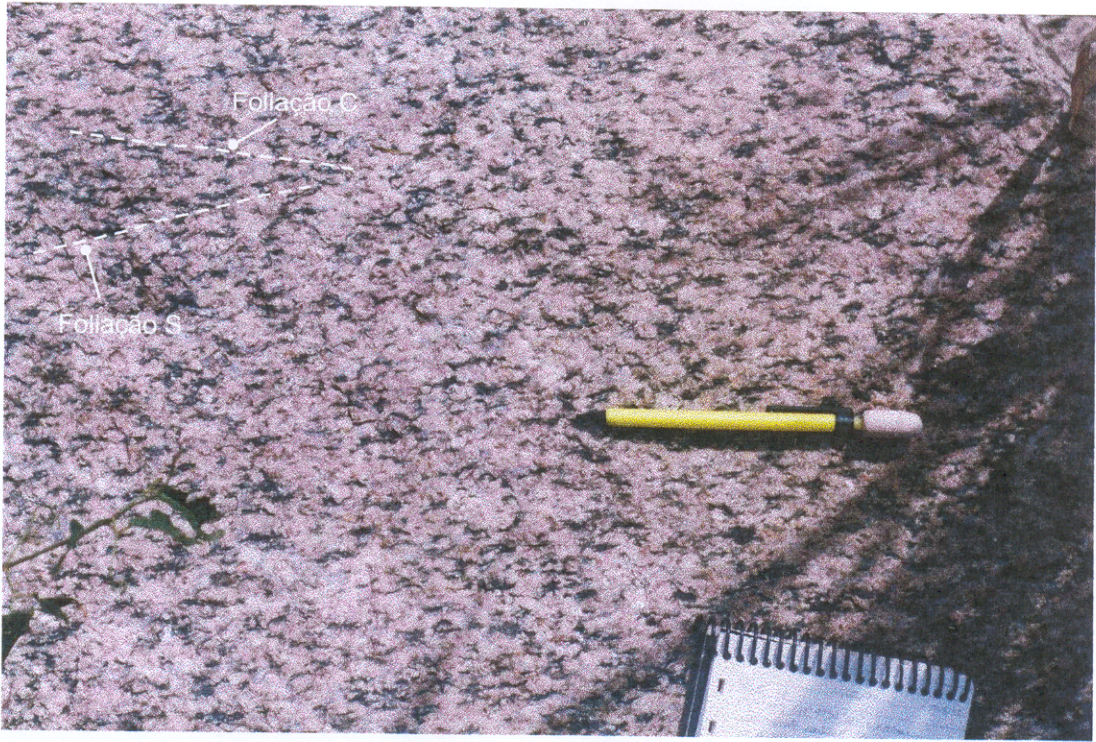


Figura 30 – Foliação S-C desenvolvida no Granito Planalto com cinemática dextral. Afloramento na borda oeste do plúton.

Durante o mapeamento executado nessa pesquisa, esse corpo rochoso foi caracterizado como um granito de coloração rosa-acinzentado, leucocrático, holocristalino, com textura fanerítica grossa, inequigranular composto basicamente por plagioclásio, quartzo, k-feldspato e biotita (Fig. 30). A rocha encontra-se heterogeneamente deformada, apresentando as porções centrais quase isotrópicas ou mesmo isenta de deformação. Nas bordas é freqüente a característica de uma maior intensidade da deformação (milonitização). Pode-se observar uma deformação dúctil, com o desenvolvimento de foliação S-C, na borda NW (S= subvertical / 285° Az.; C= subvertical / N20°E). O arranjo entre essas foliações permite a dedução de uma provável movimentação dextral entre os blocos envolvidos. Nas rochas encaixantes se observa intenso fraturamento com direção aproximada NW-SE (280° e 340°; Fig. 31).

Há evidências de percolação de fluídos ao longo de bandas de cisalhamento com direção NW-SE, a julgar pela importante quantidade de veios observados.

Esse granito apresenta nítidas relações de intrusão com o Complexo Xingu, e idade de cristalização em torno de 2747 ± 2 Ma (método U-Pb), de acordo com Huhn *et al.* (1999).



Figura 31 – Intenso fraturamento e veios de quartzo com direção NW-SE, em afloramento situado a 1 km a oeste do Granito Planalto

O **Granito Rancho Alegre** tem sido descrito como um plúton semicircular, com diâmetro de aproximadamente 5 km, levemente alongado, com comprimento maior na direção NW-SE (Pinheiro, 1997). Está localizado a cerca de 10 km a leste da área do Projeto Cristalino (DOCEGEO; Fig. 19). Mostra-se como uma rocha leucocrática, holocristalina, com textura fanerítica grossa inequigranular, constituída basicamente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e hornblenda. Apresenta uma trama magmática (primária) marcante que será oportunamente discutida (Pinheiro, 1997).

Em afloramento situado na borda sul do corpo (Fig. 19), a cerca de 5 km a norte da Mina da Brilasa, pode-se observar uma rocha com uma trama fraca, penetrativa, definida pelo alinhamento de cristais de K-feldspato e máficos, com direção aproximada NW-SE e NE-SW, com mergulhos altos a subverticais. Pode se observar também diversas fraturas preenchidas por material hidrotermal, com direção NW-SE e mergulho para NE.

Sardinha *et al.* (2001) descrevem esta rocha (utilizando a nomenclatura de "Granito Serra do Rabo") como sendo formada predominantemente por microclina-granitos, com textura granular hipidiomórfica, granulação média e coloração rosa-acinzentado. Segundo estes autores, este granito apresentaria porções deformadas na forma de bandas miloníticas/ultramiloníticas de espessura decimétricas a métricas, com direção E-W.

O Granito Rancho Alegre apresenta-se intrudido nas rochas do Supergrupo Itacaiúnas, desenvolvendo uma auréola de metamorfismo de contato (Sardinha *et al.*, 2001). No entanto, não foram observadas relações intrusivas ou mesmo metamorfismo termal nas rochas adjacentes da Formação Gorotire (Lima & Pinheiro, 2001), indicando a possibilidade deste corpo ser estratigraficamente mais antigo e ter tido um papel de paleorelevo durante a sedimentação dos arenitos e conglomerados polimíticos da Formação Gorotire. O método U-Pb em zircão forneceu uma idade de cristalização de $2743 \pm 1,6$ Ma (Sardinha *et al.*, 2001).

O **Complexo Granítico Estrela** é um dos mais importantes granitóides arqueanos aflorante na região a norte da Serra do Rabo. Foi descrito por DOCEGEO (1988) como sendo um granito anorogênico semelhante ao Granito Central Carajás dito

de idade em torno de 1.8-2.0 Ga. Araújo e Maia (1991), tendo em vista as "variações morfológicas, composicionais, metamórficas, deformacionais e acima de tudo a assinatura geofísica", utilizaram o termo "Gnaiss", em substituição ao "Granito".

Esse novo termo foi utilizado, segundo esses autores, seguindo a uma conotação mais composicional. Posteriormente, com estudos mais detalhados desenvolvidos por Barros e colaboradores (Barros, 1991 e 1997; Barros e Dall'Agnol, 1994; Barros *et al.*, 1998, 2000 e 2001), ficou estabelecido que a unidade seria formada por diversos corpos graníticos arqueanos deformados, sugerindo-se então o termo "Complexo Granítico Estrela" para se referir a essas rochas. Assim sendo foram reconhecidos três plútons arqueanos, sintectônicos do tipo-A, formando esse complexo. O complexo tem como encaixantes o Complexo Xingu e rochas do Supergrupo Itacaiúnas, desenvolvendo uma auréola de metamorfismo de contato de aproximadamente 1-2 km ao redor do corpo.

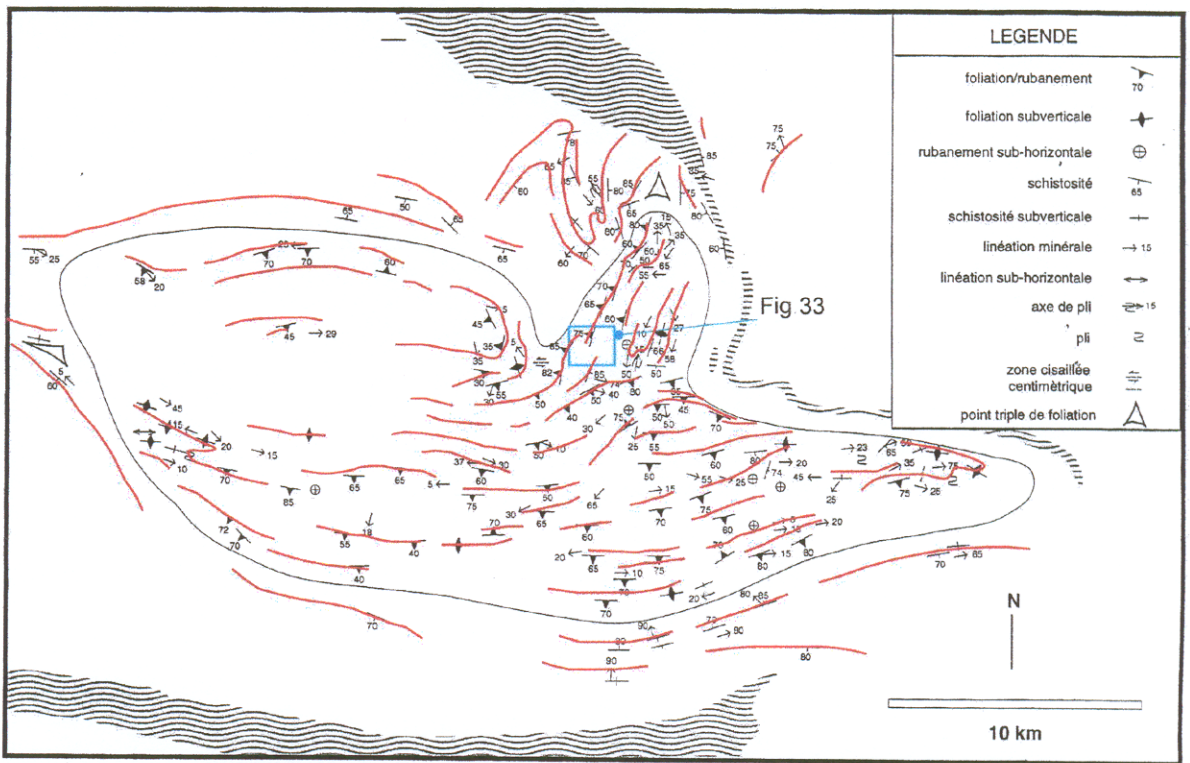


Figura 32 – Mapa estrutural do Complexo Granítico Estrela e encaixantes segundo Barros (1997). Em vermelho, a foliação interpretada (redesenhado de Barros, 1997). Localização do painel de detalhe indicado pelo quadrado azul (Fig. 33).

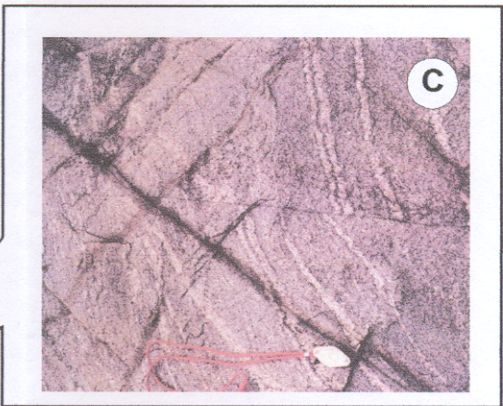
Essas rochas foram inicialmente datadas por Rb/Sr em 2527 ± 34 Ma (Barros, 1991) e posteriormente, por Pb/Pb em zircões que revelou uma idade de 2.763 ± 7 Ga (Barros *et al.*, 2001), atualmente mais aceita.

Em trabalhos anteriores, Barros (1997) ressaltada a presença de elementos estruturais planares e lineares resultantes da progressão de deformação decorrente da intrusão das rochas em regime tectônico progressivo, com temperatura decrescente. Na oportunidade foi descrita a presença de uma foliação primária magmática (S_0) em resposta aos esforços de colocação. Uma segunda foliação magmática (S_1) com direção geral E-W estaria relacionada à esforços regionais coaxiais de direção N-S, além de uma terceira feição planar (S_{1m}), do tipo milonítica a ultramilonítica tardia, com indicativos de cinemática sinistral (Fig. 32).

Em afloramentos situados na borda SE do corpo granítico (653201E / 9309566N), pode-se observar a presença de uma trama planar fraca, pervasiva, marcando as rochas expostas. Essa foliação apresenta-se espaçada e paralela, com direção NNE-SSW / subvertical, definida pela orientação de cristais de biotita e/ou anfibólio. Uma lineação mineral grosseira é passível de ocorrência em alguns locais no afloramento, dispondo-se com direção NNE-SSW a E-W, e com caimentos baixos para E, ou subhorizontais. Indicadores cinemáticos observados em campo (arranjos S-C da foliação; C= 70° Az / subvertical e S= 110° Az / subvertical) sugerem cinemática sinistral durante o desenvolvimento dessas estruturas.

Nota-se ainda nesse ponto a presença de veios com material remobilizado constituído basicamente por quartzo e anfibólio, geralmente concordantes a foliação. Veios de quartzo tardios, sintaxiais, ocorrem de forma discordante (80° Az / subverticais), truncando a foliação e os veios com material remobilizado.

Em afloramentos situados na borda SW do corpo granítico (635000E / 9309000N) a foliação apresenta uma direção aproximada NW-SE, com mergulhos altos para SW ($>60^\circ$). A lineação mineral subordinada possui a mesma direção (NW-SE) com caimentos suaves ($<20^\circ$) para NW



| LEGENDA | |
|---------|----------------------------------|
| | Eixo de dobra menor |
| | Foliação |
| | Foliação subvertical |
| | Eixo anticlinal maior |
| | Eixo sinclinal maior |
| | Indicador cinemático |
| | Bloco alto - A / Bloco baixo - B |
| | Zona de cisalhamento |
| | Falha |
| | Zona encoberta |

afloramento na porção norte (ver texto). A) estereograma com contorno de concentrações de pólos da foliação primária, com caimento moderados a baixos para o quadrante SW; B) banda de cisalhamento truncando a foliação primária dobrada com eixos caindo para o quadrante SW.

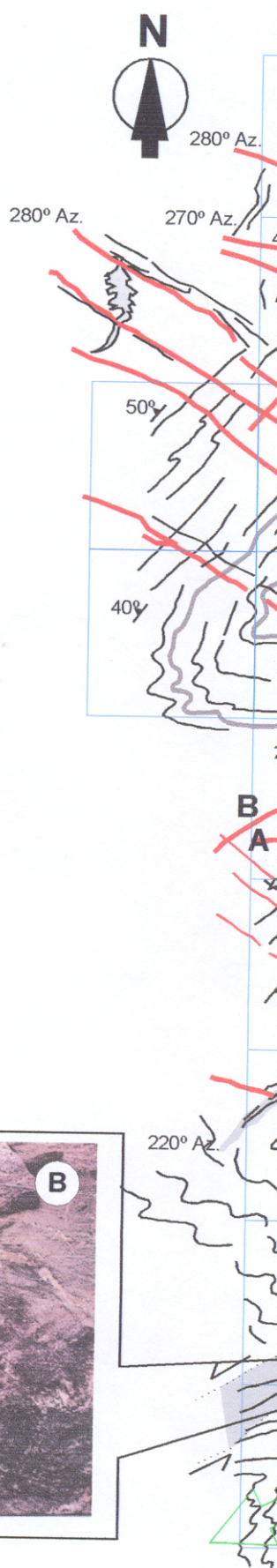
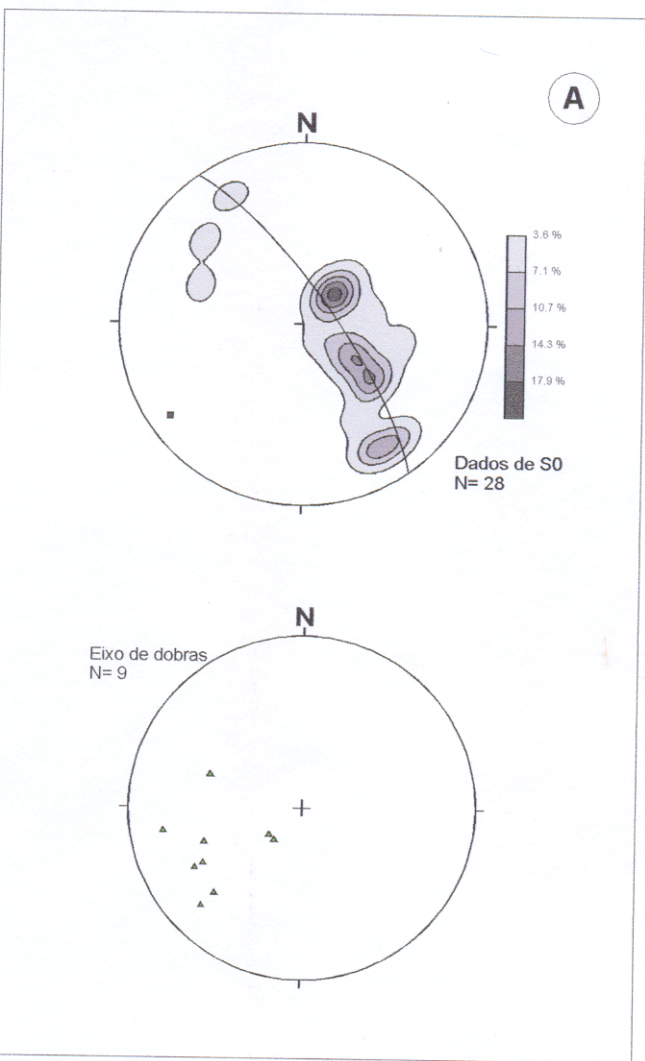


Figura 33 - Mapa estrutural de detalhe da exposição das rochas do Complexo Granítico com o eixo beta caindo para SW com baixo ângulo e estereograma de eixos de dobras com direção NE e cinemática sinistral; C) falhas normais tardias com direção NE e SW e

Na porção norte do Complexo Granítico Estrela (647378E / 9316322N) foi realizado o mapeamento em detalhe das rochas e estruturas aí expostas (Fig. 32), através da confecção de painéis em mosaico (Fig. 33). Com este trabalho pode-se observar a presença de uma foliação primária magmática (S_0) representada por bandas composicionais (acamadamento), que se encontram deformadas, gerando dobras métricas, suaves, abertas em arranjos parasíticos múltiplos, com caimentos baixos para SW, e com o desenvolvimento de uma foliação secundária (S_1) paralela ao plano-axial das mesmas. Esta foliação S_1 mostra-se do tipo espaçada, disjuntiva e suave.

Discordante às dobras há bandas e zonas de cisalhamento com direção NE, transpondo a foliação S_0 , com cinemática sinistral e trama planar dúctil-rúptil marcada por uma foliação de transposição subvertical (S_2), mergulhando em torno de 70° /NW e SE. Deformando as tramas dúcteis-rúpteis, observam-se feições decorrentes de um evento rúptil tardio, marcado por fraturas e falhas subverticais com direções NE e NW e com deslocamento normal, indicando a elevação consecutiva dos blocos SW e SE respectivamente.

A foliação S_0 está relacionada com a trama magmática primária desenvolvida durante os esforços de colocação do corpo granítico (Fig 34). Essa trama foi deformada progressivamente levando ao desenvolvimento de dobras e da foliação S_1 em conjunto com bandas e zonas de cisalhamento subordinadas (foliação S_2).

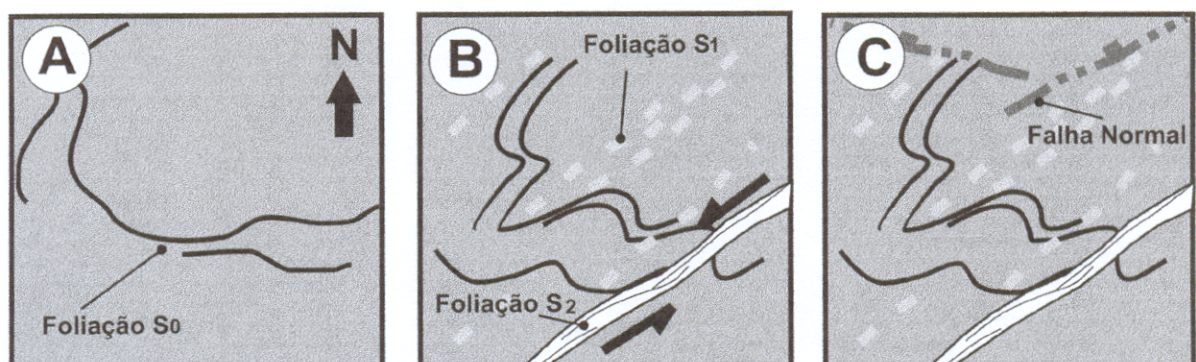


Figura 34 – Diagrama demonstrando o desenvolvimento das estruturas no Complexo Granítico Estrela deduzido do painel de detalhe (Fig. 32). A) Em um primeiro momento o desenvolvimento de uma trama primária (S_0) durante a colocação do corpo granítico; B) esta trama foi deformada com o desenvolvimento de dobras de baixo caimento para SW e uma segunda trama (S_1) paralela ao plano axial das dobras, conjuntamente com bandas e zonas de cisalhamento (S_2) e C) posteriormente, em um evento tardio rúptil, falhas normais.

As rochas da **Suíte Plaquê**, inicialmente estudadas por Araújo *et al.* (1988), correspondem a um grupo de granitóides intrusivos, com formas alongadas no *trend* E-W. Essas rochas afloram predominantemente nos domínios cartográficos do Complexo Xingu (Fig. 19).

Composicionalmente esses granitos são representados por biotita e/ou muscovita-granitos, de granulação média com coloração róseo-clara a róseo-avermelhada. Microscopicamente são caracterizados por uma composição essencial de microclina+plagioclásio+quartzo +biotita, com hornblenda, muscovita, clorita, zircão e opacos em menor proporção.

Apresenta intensidades de deformação variável, podendo ocorrer desde situações com pouca foliação até com uma foliação milonítica concordante com os *trends* regionais, destacando-se o E-W. Foi obtida, para estas rochas, uma idade radiométrica em torno de 2727 ± 29 Ma (Pb-Pb em rocha total; Avelar, 1996), muito próxima àquela, mais recentemente atribuída, ao Complexo Granítico Estrela, anteriormente descrito.

Em afloramento essas rochas se caracterizam pela presença marcante de uma trama dúctil, representada por uma foliação não pervasiva, descontínua e paralela, podendo variar quanto ao espaçamento microlítico, sempre na ordem de milímetros. Sob o ponto de vista microscópico essa estrutura planar é definida pela orientação espacial de minerais máficos (biotita, principalmente), com direção predominante E-W, podendo também ocorrer variações para NW-SE, com mergulhos fortes principalmente para sul, geralmente maiores que 60° (Fig. 35), com indicadores cinemáticos ora sinistrais ora destrais. Pode também ocorrer uma foliação S-C definida por cristais de quartzo e biotita mostrando indicadores cinemáticos sinistrais. Uma lineação mineral definida pelo estiramento de minerais félsicos, pode ser observada em alguns locais (p.e. na região SW do mapa em anexo, próximo ao seu vértice), em associação geométrica com a foliação, com direção variada e caimento moderado a alto (50° a subvertical; Fig. 35).

Apesar da grande variação na atitude da foliação e lineação nos afloramentos é possível se identificar três domínios distintos (Fig 35): (1) o **Domínio I** está localizado

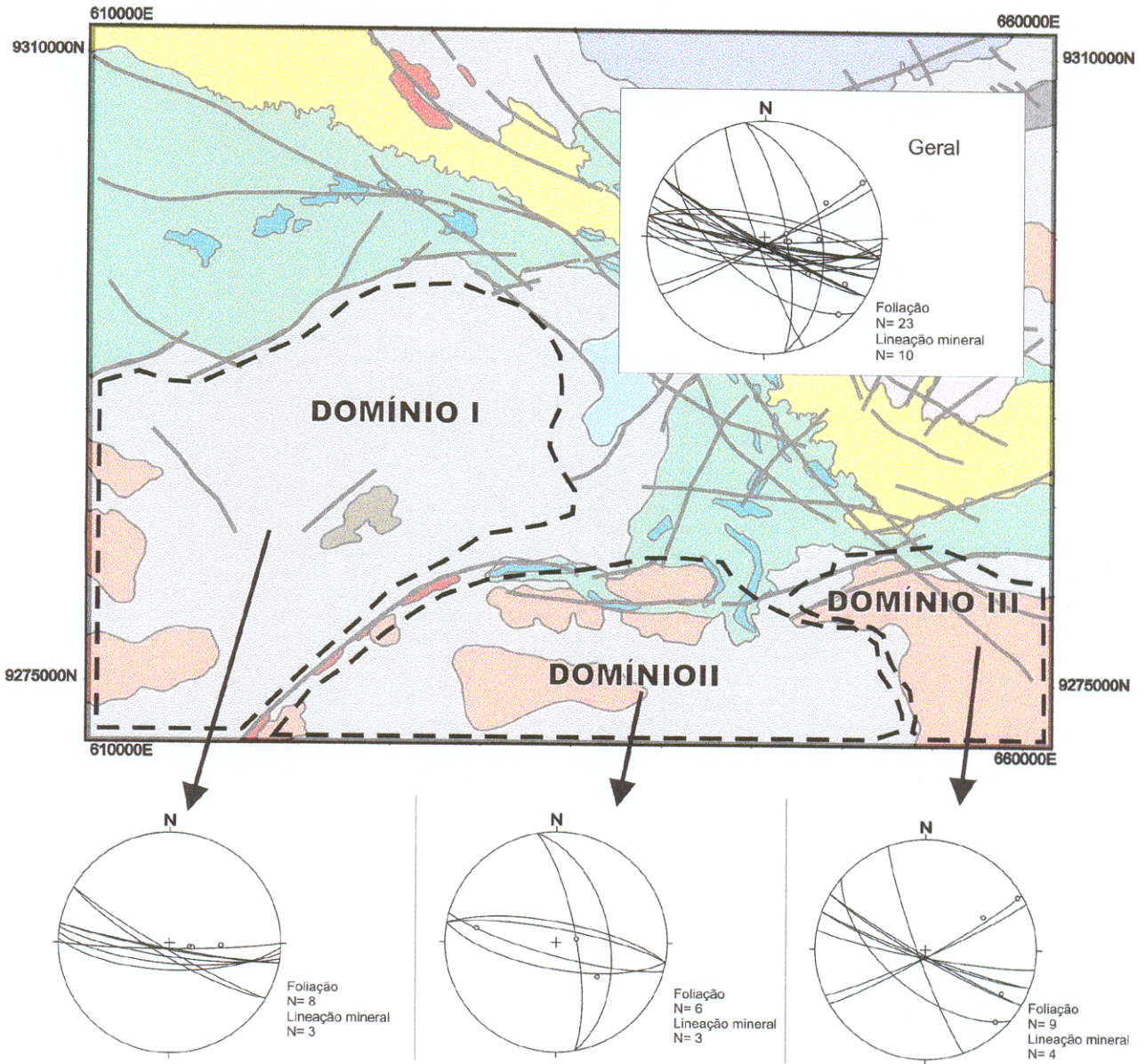


Figura 35 – Mapa com estereogramas mostrando a variação da foliação e lineação mineral das rochas da Suíte Plaquê, na região estudada, e seus domínios aqui sugeridos (legenda como na Figura 18).

na porção central e oeste da área mapeada, mostrando uma foliação de direção geral E-W com mergulhos altos para S, com a lineação mineral do tipo *slinckenlines* policristalina, apresentando caimentos altos para E; (2) **Domínio II**, na porção sul da área sendo caracterizado por uma maior variação na direção da foliação, podendo variar de WNW-EES para NNW-SSE, sempre com mergulhos moderados; e (3) na região SE da área mapeada, o **Domínio III** caracterizado pela presença de uma

foliação de direção NW-SE, mantendo geralmente mergulhos altos para SW a subverticais; a lineação presente mostra-se de baixo ângulo a subhorizontal.

4.1.4 – Formação Gorotire

Mapas geológicos anteriormente publicados para a região, indicam a presença de uma única seqüência sedimentar arqueana (Formação Rio Fresco ou Formação Águas Claras) que recobriria ou estaria estratigraficamente associada ao Grupo Grão Pará (DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991). Mais recentemente foram descritas ocorrências de rochas sedimentares imaturas, com características litofaciológicas distintas daquelas atribuídas à Formação Águas Claras (Pinheiro, 1997; Lima & Pinheiro, 1999 e 2001).

As rochas da **Formação Gorotire** estão expostas em diversos pontos da região SE da Serra do Rabo (Pinheiro, 1997; Fig. 19). Segundo Lima & Pinheiro (2001), seria constituída por arenitos arcoseanos e conglomerados polimíticos, com três fácies (Fig. 36):

- (1) fácies constituída por arenitos arcoseanos, grosseiro a microconglomerático, com seixos de quartzo, k-feldspato, arenitos, formação ferrífera e rochas básicas; de coloração marrom-avermelhada, bem litificados, com granulometria variando de média a muito grossa, com grãos subarredondados a subangulosos, moderadamente a pobremente selecionados, compostos por quartzo (30-35%), feldspato (30%), fragmentos líticos (5%) e matriz (5 a 20%); apresentam abundantes estratificações cruzadas acanaladas centimétricas a métricas, em camadas subhorizontais. São rochas com quase ausência de deformação, com poucas fraturas. As estratificações cruzadas mostram direções de fluxo predominantes de S para N e SSE para NNW (Fig. 19).
- (2) uma segunda fácies seria composta por arenitos arcoseanos esbranquiçados, bem litificados, com uma matriz aparentemente caulínica; predominam seixos de quartzo nas frações microconglomeráticas.

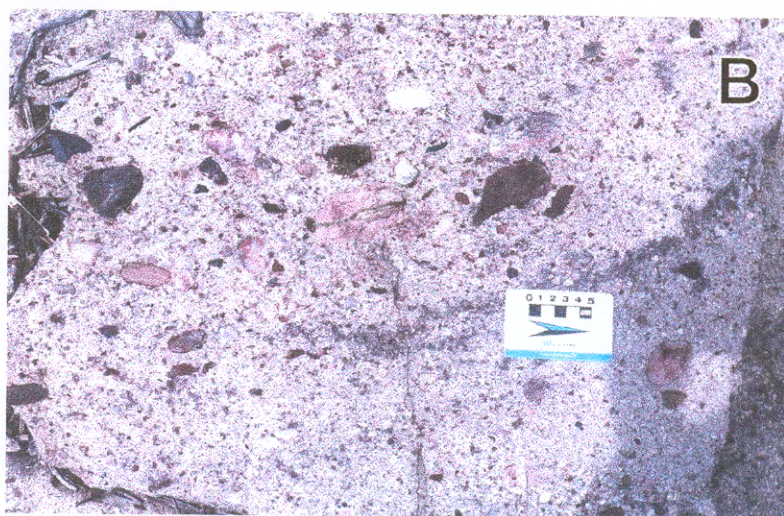
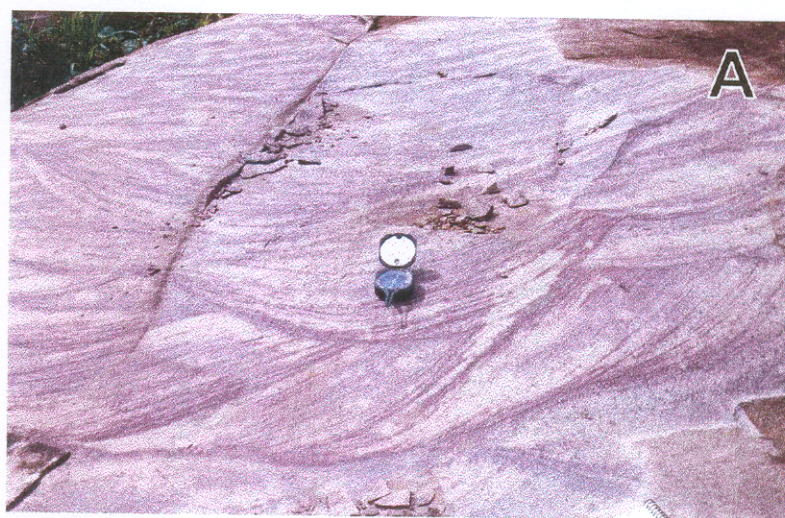


Figura 36 – Exposições das três fácies da Formação Gorotire. A) arenitos arcoseanos próximos a Vila CEDERE I; B) arenitos e microconglomerados esbranquiçados ($6^{\circ}13'57''S$ / $49^{\circ}56'27''W$) e C) conglomerados polimícticos marrom-avermelhados na mina da BRILASA, a sul do Granito Rancho Alegre.

(3) a terceira fácies estaria representada por conglomerados polimíticos marrom-avermelhados, bem litificados, com grãos suportados, com seixos e matacões de rochas: vulcânicas, granitos (isotrópicos e foliados), gnaisses, xistos, arenitos, anfibolitos, pegmatitos, formação ferrífera bandada (BIF), *chert*, fragmentos de minério Mn, veios de quartzo e quartzitos. Os seixos e matacões variam de 2-3cm a até >30cm de diâmetro, subarredondados a bem arredondados, esféricos, oblatos ou achatados. A matriz é formada por fragmentos líticos (>70%), quartzo, feldspato e argilo-minerais em menor proporção. O cimento perfaz até 5%, com ausência de poros. Estão em camadas com mergulhos suaves (15°) para SW e W.

Estas rochas ocorrem restritamente entre os feixes do *splay* da Falha Carajás, particularmente a norte de seus principais lineamentos. Estão isentas de qualquer deformação tectônica expressiva. Segundo ainda Lima e Pinheiro (2001), a ocorrência destas rochas exclusivamente na terminação da Falha Carajás, em um *graben* balizado a sul pelo traço principal desta falha, sugere que sua deposição e preservação estejam fortemente controladas pela geometria e cinemática dessa estrutura.

4.1.5 – Intrusivas máficas-ultramáficas

Na região da Serra do Rabo ocorrem diversas intrusões máfico-ultramáficas que estariam associadas com um evento extensional neoproterozóico (Costa *et al.*, 1995). Essas intrusões estão representadas na região por diques menores com direções NE-SW e NW-SE e ainda pelo Gabro Santa Inês e a Ultramáfica tipo Vermelho (Fig. 19).

O **Gabro Santa Inês** foi descrito pela DOCEGEO (1988) como sendo um corpo gabróide tabular de aproximadamente 20 km de comprimento e direção NE-SW, ocorrendo a SE do Complexo Granítico Estrela (Fig. 19). Sua composição é básica, formada por gabros leucocráticos e anortosíticos, apresentando textura ofítica a sub-ofítica e subordinadamente porfirítica (Fig. 37). Suas exposições na área são pobres, dificultando o seu estudo. Araújo e Maia (1991) observaram nessas rochas processos

de metamorfismo e deformação de caráter dúctil, predominando uma incipiente anisotropia estrutural, com a presença da xistosidade ou foliação de modo não penetrativo. O padrão metamórfico presente nessas rochas pode ser comparado com aquele observado no Grupo Grão-Pará (Araújo e Maia, 1991).

As **Rochas Ultramáficas tipo Vermelho** foram primeiramente descrita pelos geólogos da Companhia Meridional em 1974 (Araújo e Maia, 1991). Afloram na porção SW da Serra do Rabo (Fig. 19), sendo compostas por corpos básicos a ultrabásicos com direção NE-SW, tendo depósitos de níquel associado.

Foi descrita pela DOCEGEO (1988) como composta por corpos básicos-ultrabásicos constituídos por gabros, metagabros, gabros noríticos, piroxenitos, bronzititos, serpentinitos e silexitos originados de peridotitos e dunitos. A variação espacial dos diferentes tipos rochosos se dá de modo concêntrico, com rochas de composição peridotítica no centro e dunitos serpentinizados, piroxenitos e gabros nas bordas.

Araújo e Maia (1991) observaram a ocorrência de serpentinitos que teriam como protólitos, dunitos e peridotitos. Além dos serpentinitos também ocorreriam metapiroxenitos. Segundo estes autores os litótipos estão metamorfizados à fácies xisto-verde e apresentam também uma deformação de caráter dúctil-rúptil na forma de um estágio protomilonítico-protocataclástico .

Não há datações radiométricas disponíveis para as rochas do Gabro Santa Inês e da Ultramáfica tipo Vermelho. Porém tentativamente DOCEGEO (1988) relacionou a Ultramáfica Tipo Vermelho com aquelas descritas por Cordeiro e McCandless (1974) e Cunha (1985) como Suíte Máfica-Ultramáfica Quatipuru na Faixa Araguaia, com idade paleoproterozóica. Por outro lado Araújo e Maia (1991) atribuem uma suposta idade mesoproterozóica para o Gabro Santa Inês, particularmente

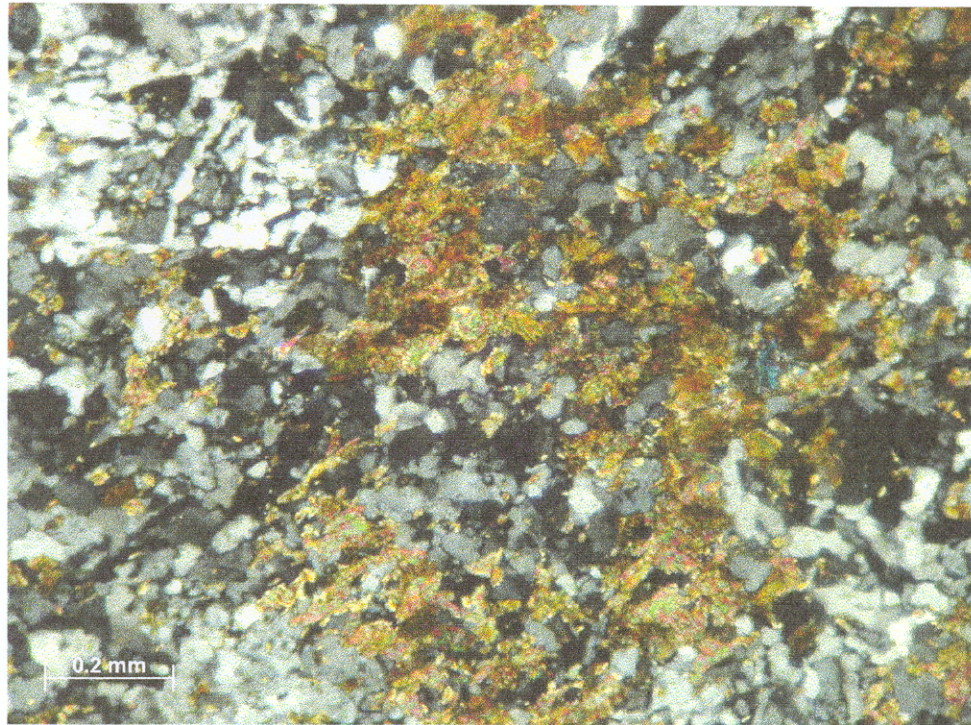


Figura 37 – Textura com sinais de recristalização observada no Gabro Santa Inês (nicóis cruzados).

4.1.6 – Diques e rochas quartzo – feldspáticas

Além das intrusões máficas e ultramáficas acima descritas, na região estudada também ocorrem intrusões máficas menores e rochas quartzo-feldspáticas, relacionadas a falhas. Essas rochas também afloram em corpos alongados (diques), com direções variáveis (NE-SW e NW-SE; Fig. 19).

As intrusões máficas são em sua maioria pequenas, com relação comprimento/largura de 5:1, podendo ter dezenas de metros de comprimento. Estas rochas ocorrem intrudidas nas rochas do embasamento (Complexo Xingu) e nas rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Gorotire.

Os diques são de granulação grosseira, de coloração preta a cinza escuro, apresentando-se constituídos basicamente por andesina, hornblenda e minerais opacos, com textura hipidiomórfica ou granular subeudral (Fig. 38). Muitas vezes suas exposições ocorrem como blocos alinhados ao longo de um *trend*. As direções podem variar, mais em geral possuem direção NE-SE e NW-SE.

Estas rochas, na região de estudo, não apresentam evidências de deformação ou metamorfismo.

Rochas de coloração esbranquiçada, constituídas basicamente por quartzo e feldspato (Fig. 39), ocorrem em alguns locais da região mapeada (Fig. 19), sempre associadas ao movimento de importantes lineamentos de relevo e drenagem, observados em sensores remotos. Essas rochas apresentam muitas vezes uma foliação suave e espaçada, marcada pela orientação dos agregados de minerais de quartzo e feldspato, com direção concordante aos lineamentos de relevo e drenagem.

Em algumas situações estas rochas estão associadas a diques menores de rochas máficas.

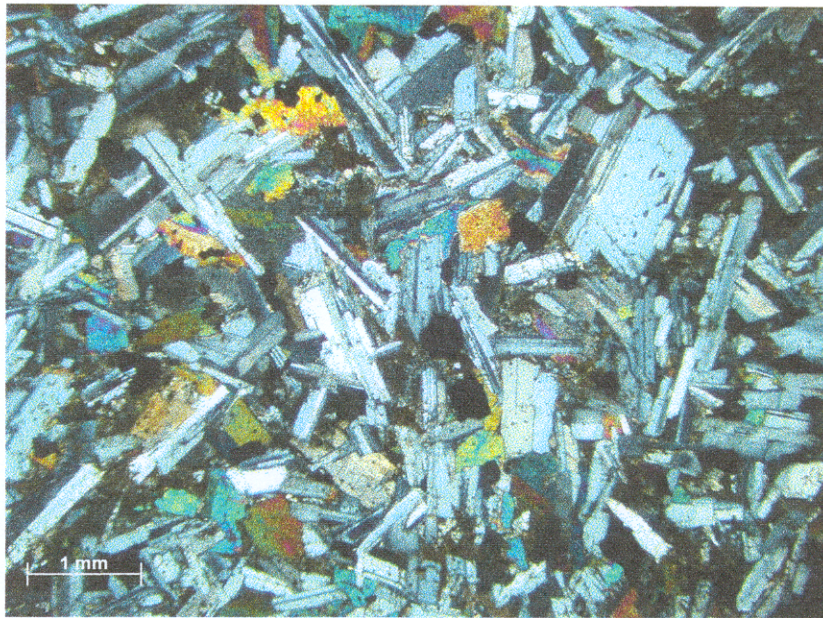


Figura 38 – Textura intergranular observada em dique de direção NE-SW, intrudido nas rochas da Formação Gorotire, próximo ao Rio Parauapebas ($6^{\circ} 11' 41''\text{S}/49^{\circ} 55' 06''\text{W}$; nicóis cruzados).



Figura 39 – Afloramento de rocha essencialmente quartzo feldspática, 5 km a SE da Vila CEDERE I.

Capítulo 5

DISCUSSÕES

Os diversos aspectos da geologia regional da Serra do Rabo e adjacências, quando observados sob a ótica dos dados analisados e interpretados nos capítulos anteriores, permitem a discussão de vários pontos importantes para a melhor compreensão sobre as rochas aflorantes, de um modo geral.

Pretende-se, a seguir, relacionar alguns tópicos, conclusivos ou ainda em fase de discussão, sobre diversos problemas e questões relativas principalmente ao arcabouço tectônico das rochas expostas nesta região.

A apresentação desta discussão seguirá a ordem estratigráfica anteriormente apresentada no Capítulo 4, buscando acrescentar novas idéias e sugestões sobre este importante segmento crustal amazônico.

5.1- SOBRE O COMPLEXO XINGU

Diversos autores têm descrito para a região da Serra do Rabo, a presença de uma trama dúctil E-W nas rochas do embasamento, com idade aproximada de 2.8 Ga, associada a um episódio deformacional vinculado regionalmente ao Cinturão Itacaiúnas (p.e. Machado *et al.*, 1991; Costa *et al.*, 1995; Pinheiro, 1997). Essa trama dúctil, conforme descrita acima, foi amplamente observada nas rochas do Complexo Xingu e de plútons graníticos foliados arqueanos da região e incorporadas ao mapeamento geológico realizado na área (Fig.20).

As rochas que compõem o Complexo Xingu apresentam-se deformadas de modo penetrativo e heterogêneo por zonas de cisalhamento dúcteis, capazes de desenvolver uma trama planar pervasiva, descontínua e paralela, com espaçamento microlítico milimétrico, paralelo, e de direção geral E-W. Essa trama, como foi descrito no Capítulo 4, articula-se com dobras assimétricas e feixes de tramas de transposição, de modo

localizado (Fig. 21). Os indicadores cinemáticos observados nas rochas estudadas, relativos a esta unidade, mostram sentido de fluxo tectônico predominantemente sinistral, podendo ocorrer exemplos com indicadores cinemáticos destrais.

A variação na direção da foliação, mantendo ângulos de mergulho relativamente altos (Fig. 20), associados com a lineação que também apresenta direções e ângulos de caimento variáveis (moderados a altos), sugere estado de deformação envolvendo particionamento da deformação (*strain partitioning*) seguindo o exemplo de outras áreas estudadas na região (p.e. rochas graníticas ditas do Complexo Xingu aflorantes ao longo do Rio Itacaiúnas; Pinheiro, 1997).

Com base nessa definição torna-se comum a presença de tramas planares e lineares dispostas espacialmente em arranjos diversos, seguindo faixas de concentração de deformação particionada, de acordo com os modelos apresentados, por exemplo, por Jones e Tanner (1995), Dewey *et al.* (1998) e Fossen e Tikoff (1998). Torna-se necessário o mapeamento mais detalhado e sistemático dessas faixas de diferentes concentrações de *strain*.

Considerando-se ainda os dados apresentados nessa pesquisa sobre a posição espacial das principais estruturas planares e lineares observadas nas rochas da área enfocada, pode-se sugerir que a deformação envolvida no processo de desenvolvimento dessas feições reflete uma condição de *deformação total* (Passchier *et al.*, 1990), possivelmente do tipo transpressional. Essa suposição pode ser feita com base nas definições mais recentes sobre o estado de deformação transpressiva apresentadas por Robin e Cruden (1994), Tikoff e Teyssier (1994) e Fossen e Tikoff (1998) dentre outros.

Conforme foi apresentado no Capítulo 1, a deformação transpressiva representa um estado de deformação total, no qual a deformação tridimensional oblíqua pode ser decomposta em uma componente de cisalhamento puro compressional (transpressão) e uma componente de cisalhamento simples transcorrente (sinistral ou dextral). Nas rochas do Complexo Xingu, em particular, a variação da posição de lineação, quando observada em uma superfície tectônica previamente definida, deve refletir diferentes interferências de componentes de cisalhamento puro e simples, nas suas diferentes proporções, agindo de modo simultâneo sobre segmentos rochosos distintos.

Uma segunda trama planar, ainda pouco conhecida, aparece como estrutura importante na definição textural dessas rochas. Essa feição está traduzida na área pela presença de uma foliação de caráter rúptil, com orientações variáveis, que corta de modo oblíquo a trama anteriormente formada (Fig. 19; Cap. 4). Essa trama é perfeitamente distinta da trama dúctil acima discutida por tratar-se de feição tardia, truncando ou disposta de modo concordante à trama dúctil, geralmente ocupando bandas ou zonas de deformação métricas ou até com centenas de metros. Como mencionado anteriormente (Cap. 4), essa trama tem vínculo com assembléias minerais de ambiente hidrotermal, quer seja tardio ou cogenético a nucleação dessa trama. Sua organização espacial, coincide, a maioria das vezes com a posição de lineamentos maiores observados em sensores remotos (Cap. 3), seguindo preferencialmente os *trends* NW-SE, NE-SW e N-S.

Cabe ressaltar ainda que essa trama acompanha de modo aproximado os principais *trends* tectônicos relacionados à terminação da Falha Carajás, do modo como ela está sendo aqui vista, e eventualmente impondo rotações à trama dúctil E-W. Pode-se, portanto, sugerir que essa trama tardia tenha relação direta com a nucleação e/ou reativação da Falha Carajás, nos seus diversos episódios tardios, funcionando eventualmente como condutos hidrotermais tardios.

Pode-se sumarizar a deformação imposta às rochas do Complexo Xingu como sendo relacionada a três etapas principais, conforme pode-se reconhecer na região:

- (1) desenvolvimento da trama planar dúctil, no interior da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas, sob vetor de convergência oblíqua com direção NE-SW;
- (2) truncamento da trama planar dúctil por fraturas e falhas com caráter eminentemente rúptil-dúctil, com direções NE-SW e NW-SE, e cinemática aparentemente dextral e sinistral respectivamente, sob a presença de fluidos hidrotermais e;
- (3) fraturamento N-S com preenchimento por material hidrotermal e/ou quartzo.

5.2- SOBRE O GRÃO PARÁ

Em escala regional pode-se verificar que a ocorrência do Grupo Grão Pará está intimamente relacionada à porção interna da “estrutura sigmoidal de Carajás”, balizada por importantes lineamentos que desenham essa estrutura regionalmente. Essas rochas estão também subordinadas às áreas internas definidas por traços maiores da Falha Carajás, sendo essa última capaz de produzir substancial deformação nessas rochas, conforme foi descrito no Capítulo 4. Sua presença estaria relacionada com áreas de subsidência das falhas de borda do sistema transcorrente (*dillational jog*) e ainda com áreas menores de abatimento tectônico nucleados ao longo do eixo principal e alguns *splays* da falha e sua terminação leste (Fig. 19). Torna-se, portanto, evidente que essa seqüência de rochas teria sítio deposicional em uma área que extrapola os atuais limites da estrutura dilatacional mencionada acima. Essa afirmação implica diretamente sob o caráter cinemático das falhas de bordas dessa estrutura, que pelo menos em um momento relacionado à subsidência dessas rochas durante um episódio de transtensão dextral (Pinheiro, 1997), incorporou movimentação do tipo normal posteriormente à deposição das rochas.

Pode-se identificar duas gerações principais de estruturas nas rochas do Grupo Grão Pará. As informações sobre as atitudes do bandamento e foliação (Fig. 24), juntamente com os dados sobre a geometria das dobras observadas em campo (Fig. 25) indicam que a primeira geração de estruturas estaria relacionada com um estado de deformação total do tipo transpressão, com um vetor convergente oblíquo sinistral. Este evento deformacional teria ocorrido posteriormente à nucleação da Falha Carajás. As bases para a dedução desse tipo de deformação estão fundamentadas no arranjo espacial das dobras observadas nas rochas ferríferas juntamente com a posição espacial da foliação e lineação mineral observadas nas rochas vulcânicas (Fig. 24 e 25). A Figura 40 resume de modo esquemático essa disposição.

É importante observar que a posição espacial da lineação mineral presente nas rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará, expostas na área, seguindo suas diferentes atitudes em função da posição em relação à Falha Carajás acompanha de modo aproximado as atitudes de eixos e planos axiais das dobras presentes nas rochas ferríferas, indicando o dobramento conjunto dessas duas rochas, estratigraficamente

intercaladas (provavelmente lentes de rochas vulcânicas intercaladas com lentes de rochas ferríferas e vice-versa).

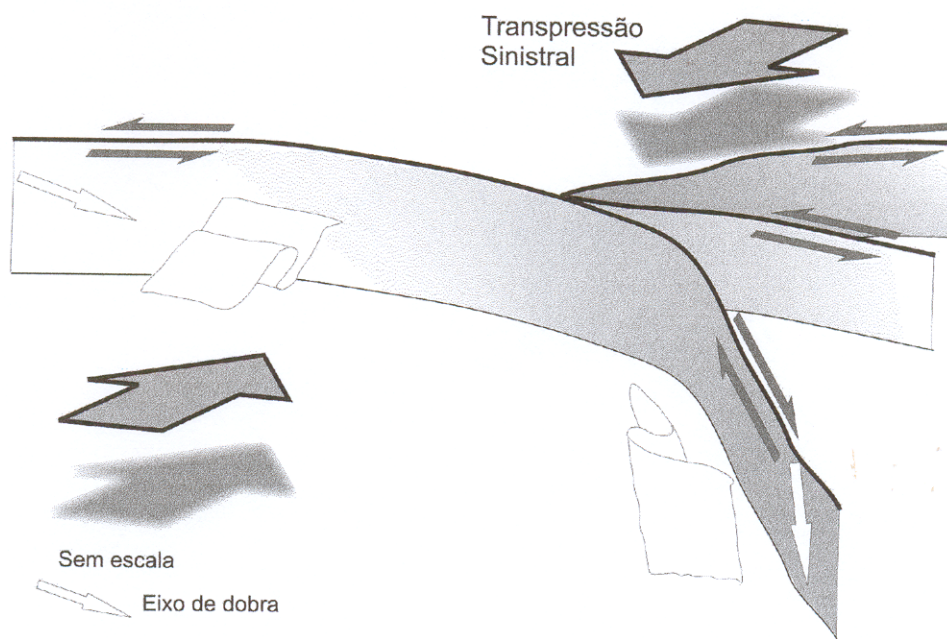


Figura 40 – Diagrama esquemático mostrando a geometria e arranjo espacial das dobras desenvolvidas durante transpressão sinistral. O splay mais ao sul, incorpora movimentação destal devido seu alto ângulo em relação ao vetor de convergência oblíqua.

A segunda geração de estruturas estaria representada por um evento tardio, de caráter eminentemente rúptil-dúctil, desenvolvido em algum momento após a nucleação da Falha Carajás. Está representada por fraturas e falhas, todas com características sísmicas (portanto secas), com direções NE-SW e NW-SE, além de N-S. Essas feições podem ser observadas em campo e em imagens de sensores. No campo correspondem às falhas e fraturas que deslocam praticamente todas as rochas dobradas e foliadas do Grupo Grão Pará.

A idade para esse evento rúptil é de difícil determinação, uma vez que as estruturas geradas estiveram submetidas a diversos episódios consecutivos de reativação. Assim, pode-se correlacioná-las ao momento de colocação das rochas máficas e ultramáficas (Ultramáfica tipo Vermelho e Gabro Santa Inês) aflorando em

corpos alongados, com diversas direções (ver item 5.5, abaixo), indo até algum momento após a implantação da bacia de deposição da Formação Gorotire, aqui relacionada ao Mesoproterozóico.

5.3- SOBRE OS GRANITOS ARQUEANOS

É identificada na região da Serra do Rabo uma série de intrusões graníticas arqueanas, representadas pelo Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto, Granito Rancho Alegre e Suíte Plaquê. Estes corpos graníticos (com idades c.a. 2.7Ga) apresentam intensidades de deformação variáveis, onde ocorre desde rochas com uma trama dúctil pervasiva até rochas isotrópicas com eventuais bandas miloníticas.

O **Complexo Granítico Estrela** encontra-se intrudido nas rochas do Grupo Grão Pará, desenvolvendo uma auréola de contato, detalhadamente descrita, por exemplo, por Barros (1997; ver Capítulo 2 e 4).

As relações espaciais, geométricas e cinemáticas entre as estruturas observadas em um ponto estudado na porção N desse plúton (Fig. 33), mostraram-se consistentes com a presença de um regime deformacional transpressivo dominado por cisalhamento puro dextral (eixo Y do elipsóide de deformação oblíquo, tendendo para a posição subhorizontal), com o vetor de convergência oblíqua local disposto na direção NW-SE, durante a intrusão e cristalização deste corpo, em particular. Essa conclusão deve-se ao fato de se observar em campo à presença de dobras de S_0 (acamadamento) com eixos caindo com ângulos baixos para SW (portanto, com o eixo Y em posição de baixo ângulo) eventualmente alcançando até 70° para SW, indicando a obliquidade da deformação, em decorrência da presença simultânea de deformação pura e simples, predominando a primeira, conforme discutidas no capítulo anterior.

As considerações feitas quanto ao estado de deformação das rochas do Complexo Granítico Estrela, toma como base somente afloramentos visitados na região norte do corpo. Desta forma, para se extrapolar este quadro para o restante do corpo, torna-se necessário o mapeamento detalhado dessas relações em outros locais no maciço.

As fraturas e falhas normais de direção NE e NW observadas deformando a trama dúctil nas rochas do Complexo Granítico Estrela, estariam relacionadas a um

evento deformacional rúptil tardio, provavelmente de idade mesoproterozóica ou mais nova (podendo ser correlata ao episódio rúptil responsável pela segunda geração de estruturas impressas no Grupo Grão Pará, por exemplo).

A deformação dúctil, representada pela foliação pervasiva discutida, com direção geral E-W, também foi observada nas rochas da **Suíte Plaquê**. Essa foliação mostra uma variação na sua atitude, de forma a definir os três domínios tectônicos distintos, conforme descritos no Capítulo 4 (Fig. 35).

Apesar da variação observada nas orientações das feições planares, a lineação apresenta-se caindo preferencialmente para o quadrante E. Essa variação pode estar relacionada com uma progressiva influência da Falha Carajás, ausente a W da área enfocada e mais intensa para E quando o *trend* regional E-W inflete para NW-SE, conforme já foi mencionado no Cap. 4. A cinemática pode-se inverter em cada situação (dextral e/ou sinistral) imposta pela proximidade do segmento da falha, mas a tendência geral é deslocar a massa tectônica regional de E para W (foliação sub-vertical com a lineação para E, preferencialmente).

Deve-se chamar atenção ao fato de que esses granitos têm sido considerados como "granitos estratóides", intrudidos sob colisão dúctil, tendo sido alçados por cavalgamentos oblíquos sinistrais (Araújo e Maia, 1991; Jorge João, 1992). Essa idéia não pode ser claramente verificada a partir dos dados coletados no decorrer dessa pesquisa, não se descartando, todavia, a possibilidade dessa situação acontecer eventualmente em algum corpo dessa natureza, fora dos domínios aqui investigados.

Os corpos intrusivos **Planalto** e **Rancho Alegre**, com idades em torno de 2747 ± 2 Ma e $2743 \pm 1,6$ Ma, respectivamente (ver Tabela 2, Capítulo 2), mostram uma variação na deformação, com porções ora isotrópicas, ora desenvolvendo bandas miloníticas em escalas centimétricas a métricas. As bordas desses plútons estariam intensamente deformadas, com bandas miloníticas dispostas em geometria grosseiramente retangular. A porção central desses blocos teria uma menor taxa de deformação, tornando-se eventualmente isotrópica (Hunh *et al.*, 1999; Sardinha *et al.*, 2001).

Indicadores cinemáticos (foliação S-C) observado nessas rochas corroboram para a caracterização de um padrão de deformação dúctil, com fluxo tectônico dextral.

Apesar das idades destes dois plútons serem próximas àquelas do Complexo Granítico Estrela e Suíte Plaqué (e mesmo do Grupo Grão Pará), o tipo de deformação observada nos mesmo mostra-se substancialmente diferente. Nos granitos Rancho Alegre e Planalto não há o desenvolvimento de uma trama planar dúctil, de forma pervasiva, com direção E-W, como observado nas rochas do Complexo Granítico Estrela, Suíte Plaqué e Grupo Grão Pará. Essa variação no tipo de deformação observada pode ser devido à trama primária que não possibilitou o registro de forma eficiente deste evento deformacional, ou ainda devido ao forte particionamento da deformação. Outra possibilidade a ser discutida, exigiria a presença de erros analíticos nas idades isotópicas, uma vez que os granitos Rancho Alegre e Planalto são indicados pelas idades (Tabela 2) como mais velhos que o Complexo Granítico Estrela e mais velhos que as rochas da Suíte Plaqué, ambos com uma trama planar dúctil pervasiva bem desenvolvida.

Ressalta-se ainda que os corpos graníticos Planalto e Rancho Alegre apresentam formas ligeiramente poligonais, aparentemente balizadas por descontinuidades NE-SW e NW-SE. O Granito Planalto, mesmo estando nos domínios do embasamento onde a trama planar defini-se com a direção E-W acompanha de forma aproximada as direções acima mencionadas. Isso pode sugerir um condicionamento de colocação diferenciado em relação aos granitos Plaqué e Estrela. Este ponto de vista precisa ser melhor investigado, com maior detalhamento cartográfico destas rochas.

5.4- SOBRE A FORMAÇÃO GOROTIRE

Como discutido por Lima e Pinheiro (2001), os arenitos e conglomerados polimíticos da **Formação Gorotire** ocorrem de modo restrito entre os feixes principais da terminação leste da Falha Carajás, balizada a norte por um desses lineamentos. Essa observação, somada ao fato de que estas rochas estão relativamente isentas de deformação tectônica, sugere que a deposição destas rochas deve ter-se dado em um *graben* balizado pelos lineamentos maiores da Falha Carajás, como também por fraturas e falhas de direção NE-SW e NW-SE (Fig 19 e 41), com idade diferente daquela atribuída à Formação Águas Claras (Nogueira *et al.*, 1995).

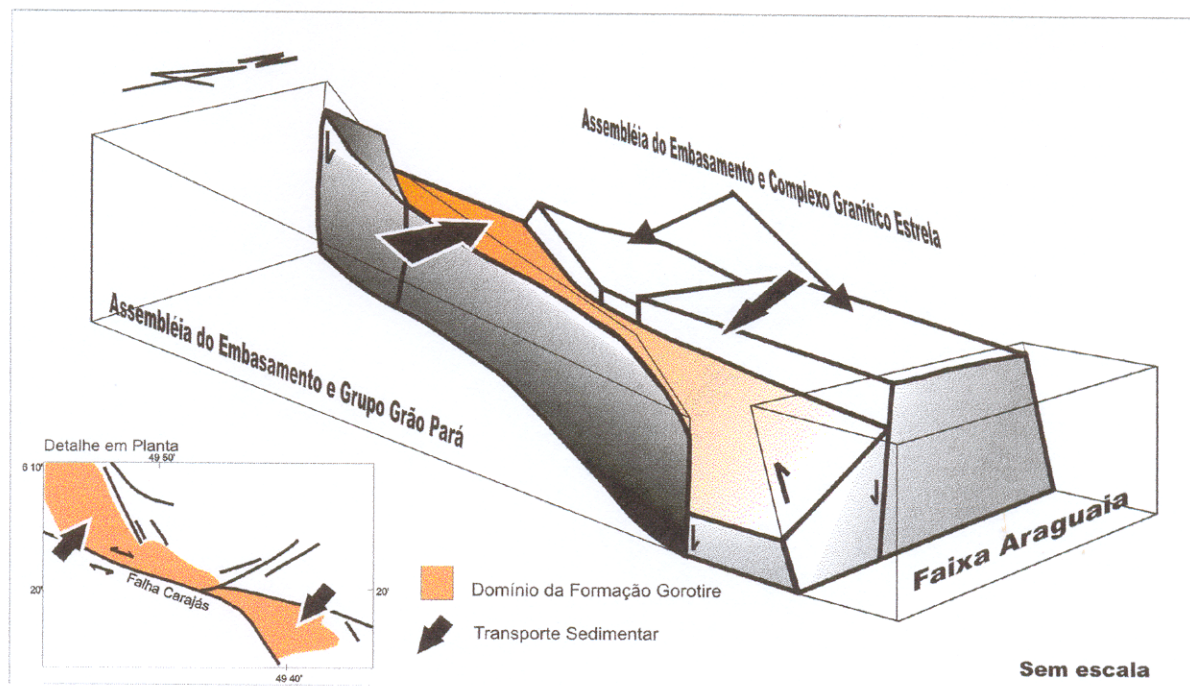


Figura 41 – Bloco diagrama esquemático mostrando a geometria dos blocos e lineamentos que compõem a bacia de deposição da Formação Gorotire (Lima e Pinheiro, 2001).

Os dados sedimentológicos coletados nos domínios dessa unidade, embora restritos, e de caráter litofaciológico, levam a crer que o preenchimento de sua bacia poderia estar relacionado com depósitos de leques aluviais associado com sistemas fluviais entrelaçados (Lima e Pinheiro, 2001).

O estudo da paleocorrente efetuado nas rochas destas unidades indicam fluxo sedimentar acompanhando a direção axial da bacia, seguindo aparentemente um vale inciso com montante a leste, acompanhando a direção NW, bordejando aproximadamente o bloco sul, plenamente soerguido ao longo da Falha Carajás. O Granito Rancho Alegre, nesse caso, poderia funcionar como elemento de paleorelevo, modelando os contornos e fundos da calha tectônica assim formada. Como já foi mencionado no Capítulo 4, não foram observadas evidências de metamorfismo termal entre esse granito e as rochas clásticas da Formação Gorotire, mas esse assunto é

ainda discutível, merecendo também maiores detalhamento de campo, buscando esses objetivos em particular.

A ordem de grandeza do soerguimento envolvido na reativação das falhas das bordas é de difícil determinação, devendo alcançar poucas centenas de metros, a julgar pela espessura mínima aflorante observada para essas rochas, da ordem de 200 m.

Outra possibilidade, pouco favorecida pelos dados disponíveis, é de que as rochas da Formação Gorotire na área estudada, possam representar apenas uma parte da sucessão sedimentar preservada dentro do *graben* formado ao longo da Falha Carajás, portanto, depositada em uma bacia mais ampla. Cabe-se verificar se a ocorrência dessas rochas realmente se restringem à área estudada.

Há a possibilidade da deposição dessas rochas estarem associadas às reativações tardias do Sistema Transcorrente Carajás e da terminação da Falha Carajás (<1.9/2.0Ga), provavelmente sob cinemática normal-destral visto que há uma estreita relação entre os lineamentos e os limites de exposição dessas rochas clásticas.

A presença dessas rochas registra importantes movimentações verticais associadas à Falha Carajás, possivelmente em tempos proterozóicos.

5.5- SOBRE AS ULTRAMÁFICAS E MÁFICAS

A presença de rochas máficas e ultramáficas na área mapeada representa apenas parte de uma suíte regionalmente importante.

Macambira e Ferreira Filho (2001) descrevem um conjunto de corpos máficos-ultramáficos, agrupados na Suíte Intrusiva Cateté, com direções N-S, E-W e NE-SW, que ocorrem na região de São Feliz do Xingu. Estes corpos seriam constituídos por serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabros de idade proterozóica, apresentando vocação metalogenética para EGP (Elementos do Grupo da Platina), sulfetos de Ni-Cu e cromita.

A Suíte máfica-ultramáfica Quatipuru, proposta por Cunha (1985), engloba todas as máficas, metamorfisadas ou não, do domínio do Supergrupo Baixo Araguaia, na Faixa Araguaia. Cordeiro e McCandless (1974) descrevem esta suíte como sendo

constituída por serpentinitos e silexitos, originados de peridotitos e dunitos, com vocação metalogenética para cromita, amianto, níquel laterítico e sulfetos de Ni-Cu.

Uma propriedade cartográfica peculiar a essas ocorrências diz respeito às orientações NE-SW, N-S e E-W, em que essas rochas se dispõem. Todas afloram em corpos alongados (razão média comprimento/largura em torno de 5:1) seguindo esses *trends* de forma marcante, com assinaturas petrográficas e metalogenéticas semelhantes.

Partindo-se desta informação pode-se sugerir que possivelmente a Suíte Intrusiva Cateté, a Suíte Máfica-Ultramáfica Quatipuru, Ultramáfica Tipo Vermelho e o Gabro Santa Inês, estejam relacionados a um único evento magmático máfico-ultramáfico, com cinemática extensional que teve lugar provavelmente durante o Proterozóico (idade mínima). Essa idade é alcançada ao se observar a posição estratigráfica dessas rochas em relação a suas encaixantes e respectivos arcaibouços estruturais-tectônicos.

Capítulo 6

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Considerando os dados de campo e de sensoriamento remoto apresentados no decorrer desta dissertação, pode-se propor uma evolução tectônica sumária para as rochas aflorantes na região da Serra do Rabo.

6.1. – EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

Ainda no Arqueano as rochas da região teriam sofrido reativações geométricas a partir da presença da trama planar dúctil preexistente nas rochas do embasamento (granulitos do Complexo Pium – c.a. 3.0 Ga; e granitos e gnaisses com c.a. 2.8 Ga do Complexo Xingu), em pelo menos seis episódios tectônicos consecutivos onde predominam movimentações oblíquas ora transtensivas ora transpressivas, envolvendo deformações de carácter dúctil-rúptil a rúptil (Fig. 43). Essas etapas evolutivas serão mais detalhadamente discutidas abaixo.

Em um primeiro momento as rochas do embasamento, representadas na região mapeada principalmente pelos complexos Xingu e Pium, teriam sido deformadas por cavalgamentos oblíquos em zonas de cisalhamento anastomóticas, relacionadas à implantação do Cinturão Itacaiúnas (Pinheiro, 1997). Em consequência, desenvolveu-se a trama planar dúctil de alta temperatura, disposta na direção geral E-W, acompanhada da lineação mineral (estiramento) amplamente registrada nessas rochas. As variações observadas no arranjo espacial entre os elementos da trama planar e linear, representando a heterogeneidade e partição da deformação, refletem a presença de diferentes domínios deformacionais, indicando prováveis contribuições de deformação por transpressão no decorrer dessa evolução. Essa possibilidade já havia sido sugerida por Pinheiro e Holdsworth (1997) ao estudar a região de Carajás em escala regional.

A região de Carajás, particularmente a região de Serra do Rabo, teria sofrido no Arqueano, um importante episódio de extensão com o desenvolvimento de uma bacia intracontinental (Lindenmayer, 1990) preenchida pelas rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Grão Pará (c.a. 2.76 Ga), seguindo-se de metamorfismo de baixo grau e hidrotermalismo.

A seguir, uma nova sucessão sedimentar de natureza siliciclástica teria se depositado em uma bacia tipo intracratônica (Formação Águas Claras, segundo Nogueira, 1995). Logo após o preenchimento dessa bacia, suas rochas teriam sido intrudidas por diques e *sills* gabróicos de idade de cerca de 2.6 Ga (Dias *et al.*, 1996) e invadidas por fluidos hidrotermais em diversos episódios (Soares *et al.*, 1994).

Após a completa deposição das rochas da Formação Águas Claras, a região foi submetida a esforços transtensivos destrais, geometricamente controlados pela trama planar dúctil E-W do embasamento. Em decorrência desses esforços foram desenvolvidas diversas áreas de subsidência (*dilational jogs*) ao longo de lineamentos dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, capazes de preservar parte destas rochas, da forma como hoje estão expostas. Esse modelo assemelha-se aquele apresentado por Rahe *et al.* (1998) para a geometria de estruturas *pull-apart* ao longo de lineamentos transcorrentes (Fig. 42).

A posição evolutiva de entrada dos granitos de idades em torno de 2.7 Ga (Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto, Granito Rancho Alegre e Suíte Plaquê) no quadro regional é ainda polêmica, considerando-se o fato de que esses granitos têm as rochas do Grupo Grão Pará e do embasamento como encaixantes, apresentando intervalos geocronológicos da ordem de pouco mais de 10 a 12 Ma entre si e 20 a 30 Ma em relação às rochas do Grupo Grão Pará. Quase todos esses granitos mostram-se foliados seguindo a trama imposta pela deformação decorrente dos primeiros episódios cinemáticos da Falha Carajás que teria se nucleado como estrutura de transferência em relação à subsidência do *dilational jog* anteriormente mencionado. A trama planar observada nos granitos em discussão nem sempre confirmam essa possibilidade (p.e. a ausência de foliação pervasiva nas rochas do Granito Planalto e Rancho Alegre; a cinemática sinistral observada nos granitos Plaquê e Complexo Granítico Estrela, e

preferencialmente dextral no Planalto; o Granito Rancho Alegre não apresenta foliação pervasiva).

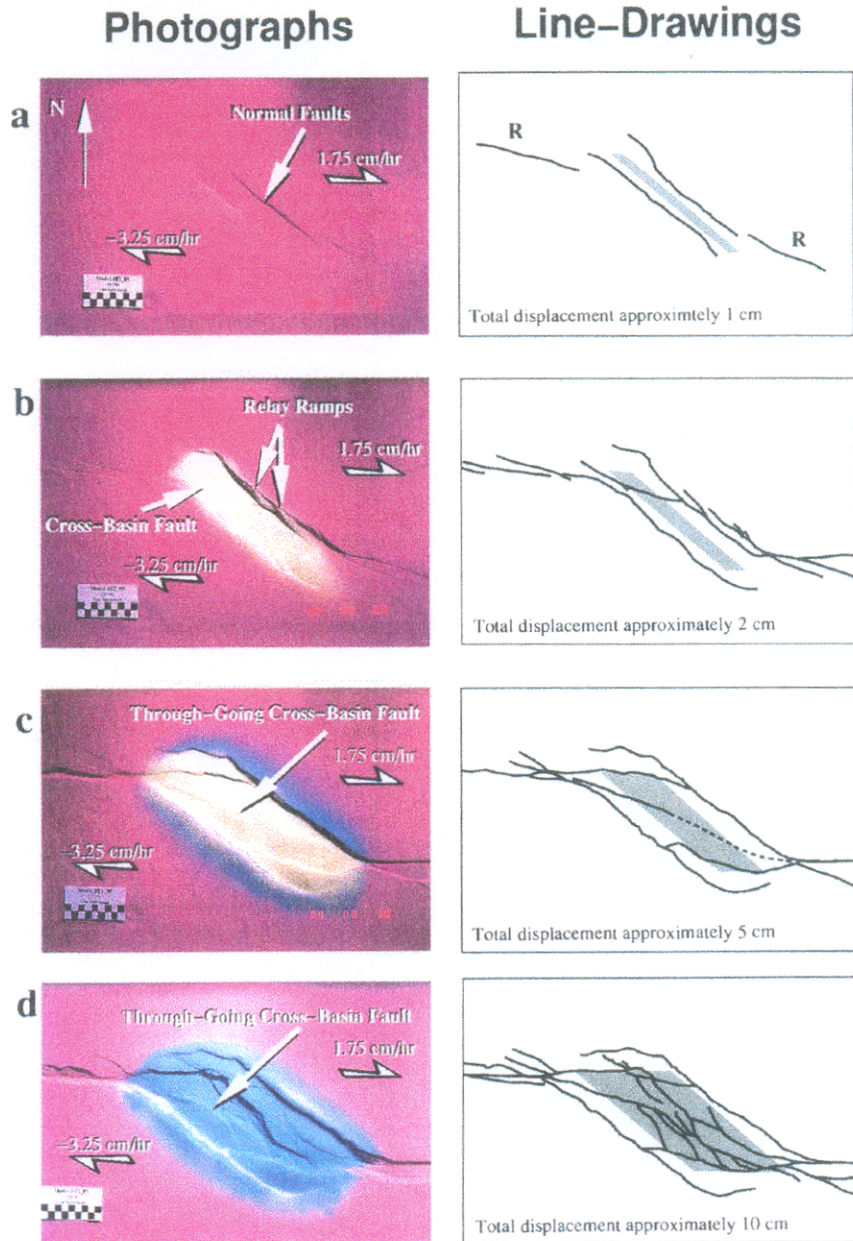


Figura 42 – Seqüência de fotografias e desenhos correspondentes ilustrando o desenvolvimento de falhas, em um modelo analógico para bacias pull-apart, visto em planta. A) desenvolvimento de falhas normais margeando a bacia pull-apart incipiente; B) desenvolvimento de rampas laterais (relay ramps) e falhas transcorrentes (Through-Going Cross-Basin Fault); C) falhas transcorrentes cortando diagonalmente a bacia e D) bacia pull-apart totalmente madura (Rahe et al., 1998).

Em seguida (após 2.6 Ga e antes de 2.0-1.8 Ga) houve a nucleação da Falha Carajás cortando diagonalmente a bacia, com direção WNW-ESE, como resposta mecânica à incapacidade de subsidência da estrutura sigmoidal de Carajás. A este episódio relaciona-se a presença de diversos condutos hidrotermais-tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento de depósitos minerais importantes na região, posteriormente deformados.

Após a subsidência e preservação das rochas do Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras, o Sistema Transcorrente Carajás passou por novo episódio de reativação, desta vez de caráter transpressivo sinistral. Esta deformação transpressiva reativou a Falha Carajás, provocando inversão tectônica fraca nas rochas adjacentes. Este episódio está representado na região da Serra do Rabo pela deformação observada no bandamento da formação ferrífera do Grupo Grão Pará, com o desenvolvimento de dobras e foliação nas rochas da Formação Parauapebas.

As intrusões máficas ultramáficas teriam ocorrido após a deformação transpressiva que teve lugar em torno de 2.0-1.8 Ga, tardiamente em relação à intrusão das rochas graníticas anorogênicas existentes ao longo de toda a região, sob regime extensional ou transtensivo dextral (Dall'Agnol *et al.*, 1987; Pinheiro e Holdsworth, 1997). Durante este episódio houve nova reativação da Falha Carajás, e provável desenvolvimento de novas fraturas e falhas com direções NE-SW, NW-SE e N-S. Na região da Serra do Rabo, este evento transtensivo é acompanhado pela intrusão de diques máficos e ultramáficos com direções diversas (NE-SW, NW-SE e N-S) e pela deposição das rochas sedimentares imaturas da Formação Gorotire.

A Formação Gorotire, uma sucessão sedimentar representada por arenitos arcoseanos e conglomerados polimíticos, teria-se depositado em um *graben* balizado pelos lineamentos maiores da Falha Carajás, como também por fraturas e falhas de direção NE-SW e NW-SE. A presença destas rochas registra importantes movimentações verticais associadas à reativação da Falha Carajás durante este episódio.

Outros episódios posteriores de idades entre o Neoproterozóico e o Terciário, têm sido sugeridos por diversos autores (p.e. Costa *et al.* 1995), apesar de muitos de

seus efeitos não terem sido estudados nesta pesquisa. Diques máficos foram encontrados encaixados em rochas da Formação Gorotire cujas idades são ainda desconhecidas. Sob este aspecto destacam-se ainda reativações mesozóicas capazes de desenvolver falhas normais cortando muitas das estruturas mais antigas observadas em campo. Costa *et al.* (1995) têm destacado a presença de diversos eventos terciários a neotectônicos afetando as rochas da região, completando esse quadro evolutivo regional.

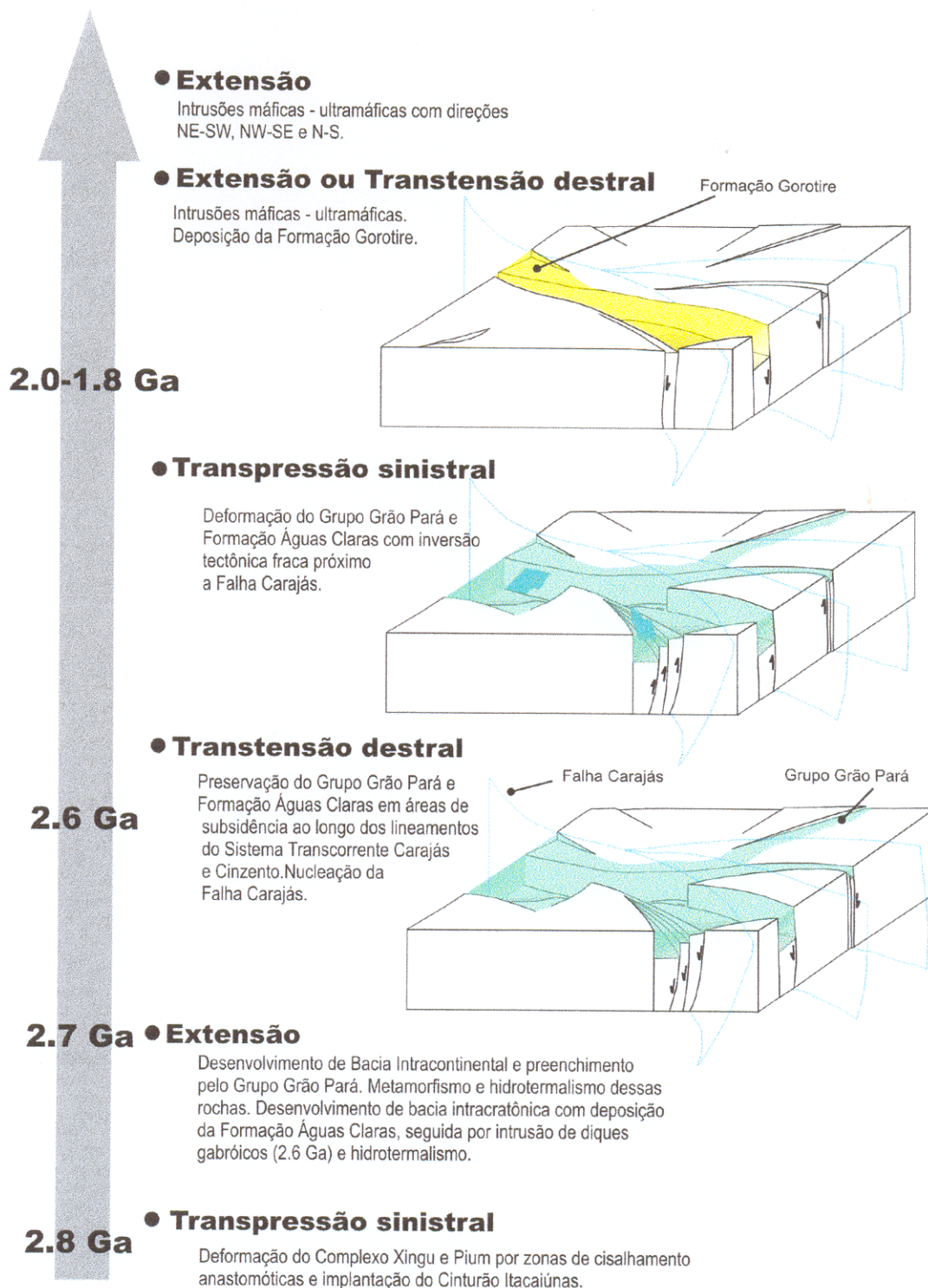


Figura 43 – Sumário da evolução tectônica proposta para a região da Serra do Rabo

Capítulo 7

CONCLUSÕES

Pode-se apontar como principais conclusões obtidas a partir dos estudos efetuados na área:

- São reconhecidos pelo menos seis episódios tectônicos consecutivos responsáveis pelo arcabouço tectônico ora observado nas rochas da região. Quanto a esses episódios predominam movimentações oblíquas ora transtensivas ora transpressivas, envolvendo deformações predominantemente de carácter dúctil-rúptil a rúptil.
- As variações observadas nos arranjos espaciais entre os elementos da trama planar e linear das rochas do embasamento (Complexo Xingu, predominantemente) representam a heterogeneidade e partição da deformação, refletindo a presença de diferentes domínios deformacionais. Esse carácter particionado pode indicar prováveis contribuições de deformação por transpressão no decorrer da evolução tectônica destas rochas.
- Após a completa deposição das rochas do Grupo Grão Pará (e da Formação Águas Claras, a W da área mapeada) a região foi submetida a esforços transtensivos destrais, geometricamente controlados pela trama planar dúctil E-W do embasamento. Dessa forma fica caracterizado o contato tectônico entre as rochas supracrustais (vulcânicas e sedimentares) do Grupo Grão Pará e as rochas cristalinas do embasamento. Esse contato se daria por falhas normais posteriormente reativas por inversão tectônica. O padrão geométrico dessas

falhas pode ter seguido aquelas apontados por modelos analógicos conhecidos para estruturas *pull apart* (Rahe *et al.*, 1998).

- Os diversos plútons graníticos observados na área com idades em torno de 2.7 Ga (Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto, Granito Rancho Alegre e Suíte Plaqué) merecem estudos mais detalhados quanto as suas posições no quadro evolutivo regional. Esses granitos têm as rochas do Grupo Grão Pará e do embasamento como encaixantes, apresentando idades próximas entre si e apresentando variações importantes nos seus estilos e intensidades de deformação.
- As dobras e a trama foliada observada nas rochas do Grupo Grão Pará, observadas na região, são decorrentes de reativação transpressiva sinistral da Falha Carajás, com inversão tectônica fraca.
- Na região da Serra do Rabo, ocorreu um evento transtensivo tardio (Mesoproterozóico?) acompanhado pela intrusão de diques máficos e ultramáficos com direções diversas (NE-SW, NW-SE e N-S) e pela deposição das rochas sedimentares imaturas da Formação Gorotire, em um *graben* balizado pelos segmentos principais da terminação da Falha Carajás.
- A geometria descrita para a terminação E da Falha Carajás, com seus *splays* múltiplos desenhando segmentos E-W, NE-SW e NW-SE, concorda com modelos previamente apresentados, definindo-se como do tipo *horsetail splay* ou *mixed mode tip (II & III; Kim, 2000)*. Esse *splay* denuncia a cinemática pretérita de nucleação da Falha Carajás, como de caráter dextral.
- A Falha Carajás representa uma importante feição tectônica regional, capaz de controlar grande parte da deformação das rochas observadas na Serra dos Carajás. Essa deformação pode assumir caráter dúctil-rúptil a rúptil com

alternância de cinemática regida por divergência/convergência oblíqua dextral/sinistral, durante grande parte de sua história.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E; MACKENZIE, W.S. e GUILFORD, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Inglaterra, Longman Scientific & Technical.. 104 p.
- ALBUQUERQUE, M.A.C. de; CORDEIRO, R.A.C.; RIBEIRO, E.; RIBEIRO, R.K.; TORRES, V.M. 2001. Projeto Vermelho: Geologia, Mineralogia e Hidrometalurgia de um Depósito de Níquel Laterítico em Ambiente Tropical. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Resumos Expandidos...* SBG, digital.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e NEVES, B.B. de B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP*, 7 (45): 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e NEVES, B.B. de B. e FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7. Campina Grande. *Actas...* SBG, v.6, p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e NEVES, B.B. de B. e FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*. 17: 1-29.
- ALTHOFF, F.J. 1996. *Etude pétrologique et structurale de granitoids de Marajoara (Pará, Brésil): enu role dans l'évolution archeénne du craton amazonian (2.7 – 3.2Ga)*. Nanci, França. Université Henri Poincaré. 296 p. (Tese de Doutorado)..
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P. e BOULLIER, A.M. 2000. 2.8 – 3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*. 104: 187-206.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. e ABREU, F.A.M.. 2000. Paraguay and Araguaia Belts In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. e CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress. p.183-193.
- AMEEN, M.S. 1995. Fractography and fracture characterization in the Permo-Triassic sandstones and the Lower Palaeozoic Basement, West Cumbria, UK. In: AMEEN, M.S. (ed.) *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. Londres, Geological Society. v.92, p.97-147.
- ANDERSON, E.M. 1951. *The dynamics of faulting*. Edimburgo, Oliver & Boyd. 2^a.ed.
- ARAÚJO, O.J.B. de & MAIA, R.G.N., 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás; sub-projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará,. DNPM/CPRM; Brasília, 136p.
- ARAÚJO, O.J.B. de & MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. da S. e COSTA, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7. Belém. *Anais...*SBG-NO, v.1, p.324-338.
- AVELAR, V. G.de; LAFON, J.M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O.J.B. de e MACAMBIRA, E.M.B., 1994. Geocronologia Pb/Pb por evaporação de zircão e Rb/Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú. *Anais...* SBG. v.1, p.387-388.
- AVELAR, V.G. de, LAFON, J.M., CORREIA, F.C. e MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã. Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 29 , 453-460.

- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R. de A.; GOMES, F. de A e HELMBOLD, R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da DGM*, não publicado, Rio de Janeiro, 94 p.
- BARROS, C.E. de M. 1991. *Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA*. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 134p. (Tese de Mestrado).
- BARROS, C.E. de M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás), Brésil*. Nanci, França. Université Henri Poincaré. 306 p. (Tese de Doutorado).
- BARROS, C.E.M. e BARBEY, P. 1998. A importância da granitogênese Tardi-arqueana na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*. 28, 513-522.
- BARROS, C.E.M. e BARBEY, P. 2000. Significance of garnet-bearing metamorphic rocks in the Archean supracrustal series of the Carajás mining province, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(3), 367-370.
- BARROS, C.E. de M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2001. Role of Magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of sintectonic granites. The A-Type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*. 343: 93-109.
- BIDDLE, K.T. e CHRISTIE-BLICK, N. 1985. Glossary – Strike-slip deformation, Basin formation, and Sedimentation In: BIDDLE, K.T. e CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. v.37, p.375-386.
- CHINNERY, M.A. 1966. Secondary Faulting. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 3,2: 163-190.
- CHRISTIE-BLICK, N. e BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K.T. e CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. v.37, p.1-34.
- CORDANI, U.G. e NEVES, B.B. de B. 1982. Geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*. 12 (1-3), 79-88.
- CORDEIRO, A.A.C. e McCANDLESS, G., 1976. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto. *Anais...*, 3v., p. 9-15.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B. e LAFON, J. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, 199-235.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L. e FERNANDES, J.M.G. 2000. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e posicionais. *Geonomos*. 4 (12), 23-44.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; ARAÚJO, O.J.B.; ARAÚJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L. e JORGE JOÃO, X.S. 1993. Geologia estrutural da folha São Félix do Xingu, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 315-332.
- CUNHA, B.C.C. da. 1985. O Grupo Rio Fresco como seqüência plataformar da faixa de dobramentos Araguaia - Tocantis. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais ... SBG*, 1v., p.362-375.

- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T. e MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*. 17 (4). 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A. de P.; SÁ, C.E.S.; MEDEIROS, H. de; GASTAL, M. do C.P. e TEIXEIRA, N.P., 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*. 16 (1). 11-23.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S. e JORGE JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province.. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITS AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 3. Salvador. *Excursions guide...* SGRM-SGM, p.135-161 .
- DEWEY, J.F.; HOLDSWORTH, R.E. e STRACHAN, R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A. e DEWEY, J.F. (eds.) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Londres, Geological Society. v.135, p.1-14.
- DIAS, G.S.; SOARES, J.E.B.; DALL'AGNOL, R.; BARROS, C.E.M.; SOARES, A.D.V. e MAGALHÃES, M.S. 1996. Metagabros de Águas Claras: novos dados petrográficos e estudos de susceptibilidade magnética e minerais opacos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Anais...* SBG-NO, p.60-63 .
- DOCEGEO, 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...*, anexo, p. 10-54.
- FOLK, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas. Hemphills.
- FOSSEN, H. e TIKOFF, B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application of tectonic settings. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A. e DEWEY, J.F. (eds.) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Londres, Geological Society. v.135, p.1-14.
- FREUND, R., 1971. The Hope Fault: A strike slip fault in New Zealand. *New Zealand Journal of Geological Survey*, 86, 49p.
- HARLAND, W.D. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*. 108 (1): 27-42.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA, J.B.S. e SILVA, J.M.R., 1981. A Faixa de Dobramento Araguaia, estado de conhecimento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Goiânia. *Acta...* SBG, v.1, p.177-195.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. e SCHOBENHAUS, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus. *Actas...* SBG-NO, p.129-145.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; CORDEIRO, A.A.C. e MEIRELES, E. de M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais ...* SBG, p.100-108.
- HOLDSWORTH, R.E.; BUTLER, C.A. e ROBERTS, A.M. 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society*. 154: 73-78.
- HOLDSWORTH, R.E.; PINHEIRO, R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*. 22: 1105-1123.
- HOLDSWORTH, R.E.; HAND, M.; MILLER, J.A. e BUICK, I.S. 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction In: MILLER, J.A.; HOLDSWORTH, R.E.; BUICK, I.S. e

- HAND, M. (eds.) *Continental Reactivation and Reworking Tectonics*. Londres, Geological Society. v.184, p.1-12.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. Nova Iorque, John Wiley & Sons. 571 p.
- HOWELL, D.G., 1989. *Principles of Terrane Analysis*. New applications for global tectonics. *Topics in the Earth Sciences* 8. Inglaterra, Chapman & Hall. 245 p.
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. e DALL'AGNOL, R., 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito alcalino arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás - PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus. *Anais...* SBG-NO, p.463-466 .
- JONES, R.R. e TANNER, P.W.G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*. 17: 793-802.
- JORGE JOÃO, X.S. e ARAÚJO, J.B. de. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudeste do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Boletim de resumos expandidos* SBG, v.1, p.36-38.
- KIM, Y.S. 2000. *Damage Structures and Fault Evolution around Strike-Slip Faults*. Southampton, Inglaterra. University of Southampton. 298 p. (Tese de Doutorado).
- KNUP, P.E., 1971. Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins. Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais ...*, Resumo das Comunicações. SBG, p.61-62.
- LAJTAI, E.Z. 1968. Brittle fracture in direct shear and the development of second order faults and tension gashes. In: BAER, A.J. e NORRIS, D.K. (eds.) *Procedures Conference on Research in Tectonics*. Canadá, Geological Survey of Canada. GSC paper, 68-52. 96-112 p.
- LEITE, A.A. da S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 330p. (Tese de Doutorado).
- LEITE, A.A. da S. e DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, p.325-327.
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L., 1998. Geometria e Cinemática da Terminação Leste da Falha Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG, p.406 .
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L., 1999. As Rochas Mesoproterozóicas na Terminação Leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus. *Anais...* SBG-NO, p.274 - 277 .
- LIMA, F.D. e PINHEIRO, R.V.L. 2001. As Rochas Sedimentares Clásticas (Formação Gorotire) da Terminação Leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás – PA. In: REIS, N.J. e MONTEIRO, M.A.S. (eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-NO. V.2, p. 201-224.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Canada. University of Western Ontario. 407 p. (Tese de Doutorado).
- LINDENMAYER, Z.G. e FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Boletim de resumos expandidos* SBG, v.2, p.33-34.

- LIDENMAYER, Z.G. e LAUX, J.H.. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Anais...* SBG-NO, p.328-330 .
- MACAMBIRA, E.M.B. e FERREIRA FILHO, C.F. 2001. Fracionamento Magmático dos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará: implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Resumos Expandidos...* SBG, digital.
- MACAMBIRA, M.J.B. e LAFON, J.M., 1994. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, p.339-342.
- MACAMBIRA, M.J.B.; JORGE JOÃO, X. da S.; LAFON, J.M. e PEREIRA, E.D., 1992. Aspectos geológicos e geomorfológicos do Granito Parauari no domínio da Folha São Félix do Xingú (SB22-Y-B) – Sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, v.1, p.171-173.
- MACHADO, W.; LIDENMAYER, Z. KROGH, T.E. e LINDENMAYER, D. 1991. u-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil *Precambrian Research*. 49, 329-354.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H. e GUILFORD, C., 1982. *Atlas of Igneous rocks and their textures*. Inglaterra, Longman Scientific & Technical. 148 p.
- McKINSTRY, H.E. 1953. Shears of the second order. *American Journal of Science*. 251: 401-444.
- MEIRELES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A F. do; MEIDEIROS FILHO, C.A. e GATO, W. da C., 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás. Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG, v.5, p.2164-2174.
- MORAES RÊGO, L.F. de. 1933. Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de História Natural e Etnografia*, 9, 272-288.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás - PA*. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 167p. (Tese de Mestrado).
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W & PINHEIRO, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, 177-197.
- PASSCHIER, C.W. e TROUW, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, 298 pg.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, L.S.; KRÖNER, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Berlin, Springer-Verlag. 150 pg.
- PAWLEY, M.J. e COLLINS, W.J. 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallisation of a syn-kinematic pluton. *Journal of Structural Geology*. 24: 469-483.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B. e LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*. 166: 159-171.

- PIMENTEL, M.M. e MACHADO, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camburiú. *Anais...* SBG, p.390-391.
- PINHEIRO, R.V.L., 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil*. Durham, Inglaterra. University of Durham. 408p. (Tese de Doutorado).
- PINHEIRO, R.V.L. e HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 99-103.
- PINHEIRO, R.V.L. e HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. 30 (4), 597-606.
- PRICE, N.J. 1968. A dynamic mechanism for the development of second order faults. In: BAER, A.J. e NORRIS, D.K. (eds.) *Procedures Conference on Research in Tectonics*. Canadá, Geological Survey of Canada. GSC paper, 68-52.
- PRICE, N.J. e COSGROVE, J.W. 1994. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge, Cambridge University Press. 502 p.
- RAHE, B.; FERRILL, D.A. e MORRIS, A.P. 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*. 285: 21-40.
- RAMSAY, J.G. e HUBER, M.I. 1987. *The techniques of Modern Structural Geology, V.2: Folds and fractures*. London, Academic Press. 700 p.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zbl. Miner. Geol. Palaeont.*, B 354.
- ROBIN, P.Y. e CRUDEN, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*. 16: 449-458.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M. e SCHELLER, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, v.2, p.183-184.
- SANDERSON, D.J. e MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*. 6 (5): 444-458.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E. de M.; KRYSMSKI, R. E MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Resumos Expandidos...* SBG, digital.
- SEGALL, P. e POLLARD, D.D. 1983. Nucleation and growth of strike-slip faults in granites. *Journal of Geophysical Research*. 88 (B1): 555-568.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte SC-22 Tocantins: Projeto RADAMBRASIL, geologia, geomorfologia, solos e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 143p. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- SOARES, A.D.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M. e MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras, contexto geológico e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. *Anais...* SBG-NO, p.379-382.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P., 1976. Lógica e Sistemática na Análise e interpretação de Fotografias Aéreas. *Notícias Geomorfológicas*. 16 (32). 71p.

- SOUZA, S.R.B., MACAMBIRA, M.J.B. e SCHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG-NO, p.380-383.
- SOUZA, Z.S. de; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J. e DALL'AGNOL, R., 1990. Geologia do Terreno "Granito – Greenstone" da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais...* SBG, 6, p. 2913-2928.
- SYLVESTER, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*. 100 : 1666-1703.
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*. 81: 1625-1640.
- TEYSSIER, C.; TIKOFF, B. e MARKLEY, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*. 23 (5): 447-450.
- TIKOFF, B. e FOSSEN, H. 1999. Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology*. 21: 1497-1512.
- TWISS, R.J. and MOORES, E.M., 1992. *Structural Geology*. Nova Iorque, W.H.Freeman and Company. 531 p.
- TYKOFF, B. e TEYSSIER, C. 1994. Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. 16 (11): 1575-1588.
- VENEZIANI, P. e DOS ANJOS, C.E., 1982. *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia*. INPE – 2227 – MD/014, São José dos Campos, 14p.
- VILLAS, R.N. e SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*. 36: 300-331.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; e SEELY, D.R. 1973. Basic Wrench tectonics. *Association of Petroleum Geologist Bulletin*. 57(1): 74-96.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI Jr., 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2),195-200.
- YARDLEY, B.W.D.; MACKENZIE, W.S. e GUILFORD, C., 1990. *Atlas of Metamorphic rocks and their textures*. Inglaterra, Longman Scientific & Technical. 120 pg.