



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**TESE DE MESTRADO**

**O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA REGIÃO DE CHEGA-TUDO E CEDRAL,  
NOROESTE DO MARANHÃO, COM BASE EM SENSORES GEOFÍSICOS**

**JOSÉ WILSON ANDRADE RIBEIRO**

**BELÉM - PA / 2002**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**CENTRO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA REGIÃO DE CHEGA-TUDO E CEDRAL,  
NOROESTE DO MARANHÃO, COM BASE EM SENSORES GEOFÍSICOS**

**TESE APRESENTADA POR**  
**JOSÉ WILSON ANDRADE RIBEIRO**

COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE  
GEOLOGIA

Comitê de tese:

---

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro  
(Orientador)

---

Prof. Dr. Yociteru Hasui

---

Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu

**BELÉM - PA / 2002**

*Em memória de minha mãe Maria Perpétua*

## AGRADECIMENTOS

---

Em primeiro lugar quero agradecer à UFPA (Universidade Federal do Pará), a FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), à Petrobrás (Petróleo Brasileiro S.A.) e a Newmont Mining Corporation pelo apoio financeiro que viabilizou este trabalho, particularmente à Newmont nas pessoas dos geólogos Daves Groves, vice-presidente de exploração internacional, Joseph Bartolino, gerente de exploração para América do Sul, por me concederem licença de minhas atividades profissionais com remuneração parcial e acesso ao acervo técnico do Projeto Gurupi, e César Torresini, pelo apoio como representante da companhia no país.

Devo também valiosos favores à CNM - Companhia Nacional de Mineração, sócia da Newmont na *joint venture* que conduziu o Projeto Gurupi, pela disponibilização de arquivos de impressão dos levantamentos aerogeofísicos, fotografias aéreas, mapas plani-altimétricos, seções delgadas, relatórios petrográficos, bem como, pelo livre acesso às áreas de seus alvarás de pesquisa e aos testemunhos de sondagem do projeto sem os quais não seria possível a realização do presente trabalho.

Quero registrar meus agradecimentos especiais a equipe da já extinta Mineração Chega Tudo Ltda. com quem trabalhei por quatro anos no Projeto Gurupi, especialmente ao velho mestre José Adolfo de Carvalho, nosso administrador, aos geólogos e amigos Jacob Cohen, Majela Brandão, Bá Ibrahim, Marcos Ferreira e muitas outras pessoas que, embora não se encontrem citadas aqui, trabalharam no suporte técnico e logístico que amenizou as agruras dos trabalhos de campo, ora sob sol escaldante, ora sob as pesadas chuvas do *inverno amazônico*.

Meus agradecimentos também ao Bernard Lube, geofísico sênior da Newmont, por processar os dados geofísicos utilizados neste trabalho; ao Prof. Francisco Matos de Abreu, com quem iniciei meu trabalho na região do Gurupi; aos geólogos Lúcia da Rosa Costa, Armínio Vale e Evandro Klein, por compartilharem arquivos digitais, artigos científicos e informações sobre a geologia da área; Hilton Costi, por me auxiliar com fotomicrografias de seções delgadas; à Prof. Ruth Léa Bemerguy pelos textos sobre análise geomorfológica; a Darcy Maia Jr. pelo apoio na formatação do mapa geológico.

Finalmente, quero expressar minha gratidão especial ao Prof. Roberto Vizeu Lima Pinheiro, meu orientador, não só pela sua orientação acadêmica, mas também pelo inestimável incentivo pessoal para concluir o presente trabalho e retornar à vida acadêmica.

(...)

*Compositor de destinos  
Tambor de todos os ritmos  
Tempo Tempo Tempo Tempo  
Entro num acordo contigo  
Tempo Tempo Tempo Tempo*

*Por seres tão inventivo  
E pareceres contínuo  
Tempo Tempo Tempo Tempo  
És um dos deuses mais lindos  
Tempo Tempo Tempo Tempo*

(...)

*Peço-te o prazer legítimo  
E o movimento preciso  
Tempo Tempo Tempo Tempo  
Quando o tempo for propício  
Tempo Tempo Tempo Tempo*

(...)

*(Caetano Veloso)*

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ii
<b>EPIÍGRAFE</b> .....	iii
<b>RESUMO</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	5
1.1. A REGIÃO DO GURUPI .....	5
1.2. LOCALIZAÇÃO ACESSO E FISIOGRAFIA DA ÁREA DE TRABALHO .....	5
1.3. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS .....	8
1.4. OBJETIVOS DO TRABALHO .....	10
1.5. METODOLOGIA .....	10
<b>1.5.1. Levantamentos aerogeofísicos disponíveis</b> .....	11
1.5.1.1. Aquisição dos dados geofísicos .....	10
1.5.1.2. Processamento dos dados magnéticos aéreos .....	14
1.5.1.3. Processamento dos dados gama-espectrométricos aéreos .....	14
<b>1.5.2. Processamento de imagens de radar</b> .....	15
<b>1.5.3. Integração de dados no mapeamento geológico da região de Chega-Tudo e Cedral</b> .....	15
<b>2. FUNDAMENTOS DA GEOFÍSICA AÉREA – SINOPSE</b> .....	17
2.1. MAGNETOMETRIA AÉREA .....	17
2.2. GAMA-ESPECTROMETRIA AÉREA .....	18
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	23
3.1. ESTRATIGRAFIA REGIONAL .....	23
<b>3.1.1. Complexo Maracaçumé</b> .....	23
<b>3.1.2. Kinzigito Marajupema</b> .....	27
<b>3.1.3. Grupo Aurizona</b> .....	29
<b>3.1.4. Grupo Gurupi</b> .....	30
<b>3.1.5. Suite Tromai</b> .....	32
<b>3.1.6. Suite Rosário</b> .....	32
<b>3.1.7. Suite Tracuateua</b> .....	33

<b>3.1.8. Suite Alcalina Boca Nova</b> .....	34
<b>3.1.9. Formação Igarapé de Areia</b> .....	34
<b>3.1.10. Formação Viseu</b> .....	35
<b>3.1.11. Granito Maria Suprema</b> .....	35
<b>3.1.12. Suite Brasiliana: Granitóide Ney Peixoto</b> .....	36
<b>3.1.13. Formação Piriá</b> .....	37
<b>3.1.14. Coberturas Fanerozóicas</b> .....	38
<b>3.2. COLUNA ESTRATIGRÁFICA PARA O PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO DO GURUPI ADOTADA NO PRESENTE TRABALHO</b> .....	38
<b>3.3. ESTRUTURAÇÃO REGIONAL</b> .....	41
<b>3.3.1. Domínio Cratônico</b> .....	41
<b>3.3.2. Domínio Móvel</b> .....	43
<b>3.3.3. Estruturação das bacias sedimentares Bragança-Viseu e São Luís</b> .....	46
<b>3.3.4. A neotectônica na região do Gurupi</b> .....	47
<b>3.4. O CRÁTON OESTE-AFRICANO</b> .....	50
<b>3.4.1. Configuração geral do Cráton Oeste-Africano</b> .....	50
3.4.1.1. O Bloco Man-Léo .....	50
3.4.1.2. As faixas marginais do Cráton Oeste-Africano .....	54
<b>3.5. PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL</b> .....	56
<b>3.5.1. A presença de crosta arqueana na região do Gurupi</b> .....	57
<b>3.5.2. O magmatismo e as seqüências supracrustais do Paleoproterozóico</b> .....	57
<b>3.5.3. O cenário geológico do final do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico</b> .....	59
<b>3.5.4. O Evento Brasiliano na Região do Gurupi</b> .....	59
<b>4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL</b> .....	61
<b>4.1. A LITO-ESTRATIGRAFIA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	61
<b>4.1.1. Complexo Maracaçumé</b> .....	63
<b>4.1.2. Grupo Gurupi</b> .....	64
4.1.2.1. Zoneamento lito-estrutural das rochas do Grupo Gurupi na área de estudo .....	65
4.1.2.1.1. Rochas do <i>domínio metavulcânico</i> .....	65
4.1.2.1.2. Rochas do <i>domínio metassedimentar</i> .....	74

4.1.3. Suite Tromai	80
4.1.4. Rochas meta-intrusivas básicas e ultrabásicas	84
4.1.5. Coberturas aluviais recentes	87
4.2. O MANTO INTEMPÉRICO E A GEOMORFOLOGIA LOCAL	87
4.2.1. Características do perfil intempérico local	88
4.2.2. Aspectos geomorfológicos locais	90
4.3. ANÁLISE DE ELEMENTOS ESTRUTURAIS A PARTIR DE IMAGENS DE RADAR	93
4.3.1. Lineamentos e alinhamento de relevo e drenagem nas imagens de radar	93
4.3.1.1. Relações de intersecção e correlações	95
4.3.2. A estruturação geral da área de estudo com base em imagens de radar	96
4.3.2.1. O arcabouço estrutural da área de estudo	97
4.3.3. Comparação dos lineamentos de radar com lineamentos de mapas planialtimétricos	97
<b>5. METALOGÊNESE DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE OURO DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL</b>	99
5.1. O DEPÓSITO DE CHEGA TUDO	99
5.1.1. Mineralização no <i>domínio meta-vulcânico</i> de Chega-Tudo	100
5.1.2. Mineralização no <i>domínio meta-sedimentar</i> de Chega-Tudo	103
5.2. O DEPÓSITO DO CIPOEIRO	106
<b>6. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS AÉREOS</b>	110
6.1. DOMÍNIOS MAGNÉTICOS	111
6.1.1. Os diques magnéticos e intrusões inferidas	111
6.2. DOMÍNIOS RADIOMÉTRICOS	115
6.2.1. A assinatura radiométrica dos diques e das intrusões inferidas	120
6.3. O SIGNIFICADO DOS LINEAMENTOS MAGNÉTICOS E RADIOMÉTRICOS	121
6.3.1. Lineamentos magnéticos	121
6.3.2. Lineamentos radiométricos	123
6.4. A CORRELAÇÃO ENTRE OS LINEAMENTOS GEOFÍSICOS LINEAMENTOS DE RELEVO E DRENAGENS	125

<b>7. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOLÓGICOS GEOFÍSICOS AÉREOS E DE RADAR</b> .....	127
7.1. FRATURAS E FALHAS N-S .....	130
7.2. FRATURAS E FALHAS E-W .....	133
7.3. <i>SPLAY</i> NNW-SSE .....	134
7.4. O <i>CORREDOR DE ALTA DEFORMAÇÃO</i> NW-SE .....	135
7.5. A ESTRUTURA DO CIPOEIRO .....	136
<b>8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO PALEOPROTEROZÓICO AO EOPALEZÓICO</b> .....	140
8.1. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL NO CONTEXTO DA REGIÃO DO GURUPI .....	140
8.1.1. A origem das seqüências vulcanossedimentares do Gurupi e da granitogênese paleoproterozóica .....	141
8.1.2. Os eventos litogenéticos e tectonotermiais do final do Paleoproterozóico ao Eopaleozóico .....	142
<b>9. CONCLUSÕES</b> .....	145
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	148

**ANEXO: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL –  
NOROESTE DO MARANHÃO**

## RESUMO

---

O segmento continental centro-norte da costa atlântica brasileira, localizado na região fronteira entre os estados do Pará e Maranhão, é conhecido na literatura geológica como Região do Gurupi. Esta região caracteriza-se pela presença de duas janelas erosivas maiores que expõem dois pequenos escudos proterozóicos em meio de bacias sedimentares fanerozóicas.

O entendimento da geologia pré-cambriana e avanços na cartografia geológica dessa região têm sido limitados pela escassez e qualidade dos afloramentos existentes. Nesse contexto, a geofísica aérea de alta resolução provou ser uma ferramenta auxiliar valiosa de mapeamento básico, possibilitando a definição melhorada da forma e do arranjo das unidades litoestruturais principais na área de estudo.

A área investigada está geologicamente inserida no contexto do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Este segmento do cinturão exhibe uma variedade de rochas supracrustais orto e paraderivadas e rochas plutônicas metamorfizadas e alteradas, tectonicamente aleitadas entre si. As unidades litoestruturais da área encontram-se estruturalmente organizadas em três faixas longitudinais NW-SE correlacionáveis, de SW para NE, ao Complexo Maracaçumé, ao Grupo Gurupi e à Suite Tromai, respectivamente. Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas, cisalhadas e hidrotermalmente alteradas, encontram-se intercaladas com rochas da seqüência vulcanosedimentar do Grupo Gurupi. Todo esse conjunto litológico está metamorfizado em fácies xisto-verde baixa a anfíbolito baixa e hidrotermalmente alterado. Diques de diabásio cortam toda a unidade litoestratigráfica acima, alojando-se tanto em estruturas concordantes quanto discordantes com a trama NW-SE. Completando esse quadro, ocorrem planícies e terraços aluviais que acompanham as drenagens ativas.

A análise das relações geométricas e da cinemática das estruturas internas ao cinturão permitiu a caracterização da área de estudo como segmento do cinturão de cisalhamento de alto ângulo, com sentido de movimentação predominantemente sinistral, formado sob um regime de colisão oblíqua com forte componente direcional associada.

A área estudada caracteriza-se pela presença de um *corredor de alta deformação* associado a uma faixa onde predominam metapelitos carbonosos. Este corredor é visualizado como uma importante zona de fraqueza crustal por meio da qual se deu importante partição da deformação

na área. Uma zona secundária de cisalhamento NNW-SSE ramifica-se a partir do *corredor de alta deformação*, ao longo do contato dos metapelitos que o constituem com as rochas metavulcanoclásticas e vulcanogênicas que formam o *corpo lenticular de Cedral*. A nucleação deste *splay* levou ao *descolamento* das rochas vulcanoclásticas e vulcanogênicas de granulação grossa daquelas metapelíticas em consequência de seus comportamentos reológicos contrastantes.

A trama estrutural dominante NW-SE do cinturão encontra-se interrompida por três famílias de fraturas principais com direções N-S, E-W e NE-SW. As zonas de falha N-S e E-W apresentam dobras de arrasto, inflexões que denotam rejeitos aparentes sinistrais e dextrais nos mapas aeromagnéticos, respectivamente. As falhas E-W dextrais são correlacionáveis com aquelas descritas por Costa *et al.* (1996a) e Ferreira Jr. (1996) como feixes de falhas transcorrentes do arcabouço estrutural da Bacia de Pinheiro (bacia do tipo *pul- apart*).

Embora as fraturas NE-SW controlem o curso das drenagens principais da área, não se observaram deslocamentos ao longo das mesmas na escala de 1:100.000 utilizada. Adicionalmente, essas fraturas estão ausentes nos mapas magnéticos. Qualquer que tenha sido o tempo em que essas estruturas se instalaram, as fraturas com essa direção não tiveram um papel relevante no estágio principal de formação do cinturão na área estudada, como foi sugerido por alguns autores.

Por outro lado, as zonas de falhas N-S, que cortam a estruturação NW-SE dominante do cinturão, apresentam rejeitos aparentes sinistrais de dimensões quilométricas. Essas falhas N-S são claramente tardias em relação à estruturação principal do cinturão, embora não tenha sido possível correlacioná-la a nenhum evento deformacional conhecido na região.

As falhas N-S, as estruturas NNW-SSE e aquelas de direção NW-SE e da trama principal do cinturão apresentam relações mútuas de corte evidenciando múltiplos episódios ou pulsos de reativação.

## ABSTRACT

---

The central-northern continental segment of the Brazilian coast, which straddles the boundary between the Pará and Maranhão States, is known in the geological literature as the Gurupi Region. The region is characterized by the presence of two main erosional Precambrian windows which expose small-sized Proterozoic shields in Phanerozoic sedimentary basins.

Advances in the understanding of the Precambrian geological history of this area have been limited by the lack and quality of exposures due to the deep weathering profile developed. The use of airborne geophysics proved to be a helpful tool allowing a better definition of some lithological contacts and the shape of major tectonic features.

The study area covers part part of the Gurupi Shear Belt, located in one of the Precambrian windows mentioned. This segment of the belt exhibits a variety of sedimentary- and igneous-derived supracrustal rocks in association with plutonic-derived metamorphic rocks. These rocks are structurally organized in three main NW-trending strips which were correlated to the Maracaçumé Complex, Gurupi Group and Tromai Suite. Sheared- and hydrothermally-altered basic and ultrabasic intrusive rocks are often found tectonically interlayered with the Gurupi Group rocks. All the above-mentioned rocks have been metamorphosed under low green-schist to low amphibolite facies conditions and affected by hydrothermal alteration. Diabase dikes crosscut the main Precambrian lithological units along several structural trends. Alluvial deposits along active drainages constitute the youngest lithologic units in the area.

The kinematic and geometric analysis of the main tectonic structures observed allows the definition of the area as a shear-belt segment, characterized by steeply-dipping planar structures which are indicative of an oblique left-hand continental collision.

The area is also characterized by the presence of a relatively narrow NW-trending highly-strained zone developed along carbonaceous metapelitic lithologic units. This corridor is well defined in the geophysical data and represents an important zone of crustal weakening responsible for most of the deformation partitioning which took place in the area. A secondary NNW-trending shear zone branches off from this main deformation zone and follows the contact of the metapelites with the metavolcaniclastic rocks. The splay caused the detachment of the coarse-grained volcanic rocks from the metapelites.

The dominant NW-trending tectonic fabric observed along the exposed rocks of the belt is crosscut by three main sets of fractures well defined by the geophysical surveys, trending N-S, E-W and NE-SW. The N-S and E-W fracture sets are associated with drag folds showing sinistral and dextral displacements, respectively. The E-W faults correspond to those previously described by several authors as strike-slip faults.

On the scale used, no displacement along the NE-trending fractures could be observed in the geophysical maps, although they control the main river courses in the study area. The NE-trending fractures themselves are not outlined in the magnetic data. In function of this, the available data can not support the idea of some authors who described them as major fault zones related to the the main development of the belt.

The N-S fault zones disrupt the NW-trending dominant fabric of the belt exhibit left-hand displacements. The N-S, NW-SE and NNW-SSE tectonic fabric present in the region show multiple disruptions, crosscutting one another probably due to several reactivation episodes.

The crosscutting relations observed in the geophysical data suggest the N-S fault zones are later in relation to the main NW-trending structures of the belt, although their timings could not be defined with the available data.

## 1. INTRODUÇÃO

---

### 1.1. A REGIÃO DO GURUPI

O segmento continental centro-norte da costa atlântica brasileira, na região limítrofe dos estados do Pará e Maranhão, é conhecido na literatura geológica como Região do Gurupi.

Do ponto de vista geológico, a região do Gurupi caracteriza-se pela presença de duas janelas erosivas principais que, respectivamente, expõem dois pequenos núcleos proterozóicos em meio de bacias sedimentares fanerozóicas.

Desde que ocorrências de ouro foram descobertas na região do Gurupi no começo do século XVII, atividade mineira informal e trabalhos de exploração mineral vêm sendo conduzidos intermitentemente nessa região (Lestra & Nardi, 1984; Pastana, 1995). Entretanto, somente nas três últimas décadas, trabalhos sistemáticos de cartografia geológica, com auxílio de sensoriamento remoto, estudos geoquímicos e geocronológicos, fizeram avanços significativos no entendimento do arranjo espacial e temporal de suas unidades litológicas.

O entendimento da geologia pré-cambriana e melhoramentos na cartografia geológica têm sido bastante limitados pela escassez e qualidade dos afloramentos existentes na região. O espesso manto intempérico, a topografia aplainada e as coberturas sedimentares de diversas idades constituem os principais desafios a serem vencidos.

Nesse contexto, a geofísica aérea de alta resolução provou ser uma ferramenta auxiliar de mapeamento básico valiosa, possibilitando a definição melhorada da forma e do arranjo das unidades litoestruturais principais. O uso desse método de mapeamento geológico em terrenos carentes de exposições rochosas constitui o objeto central do presente trabalho.

### 1.2. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FISIOGRAFIA DA ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho compreende um polígono irregular localizado na folha SA.23-Y-B (Folha Pinheiro) do corte cartográfico internacional, entre os paralelos de 2°05'S e 2°40'S e meridianos de 45°50'W e 46°30'W, no Estado do Maranhão, na zona de fronteira com o Estado

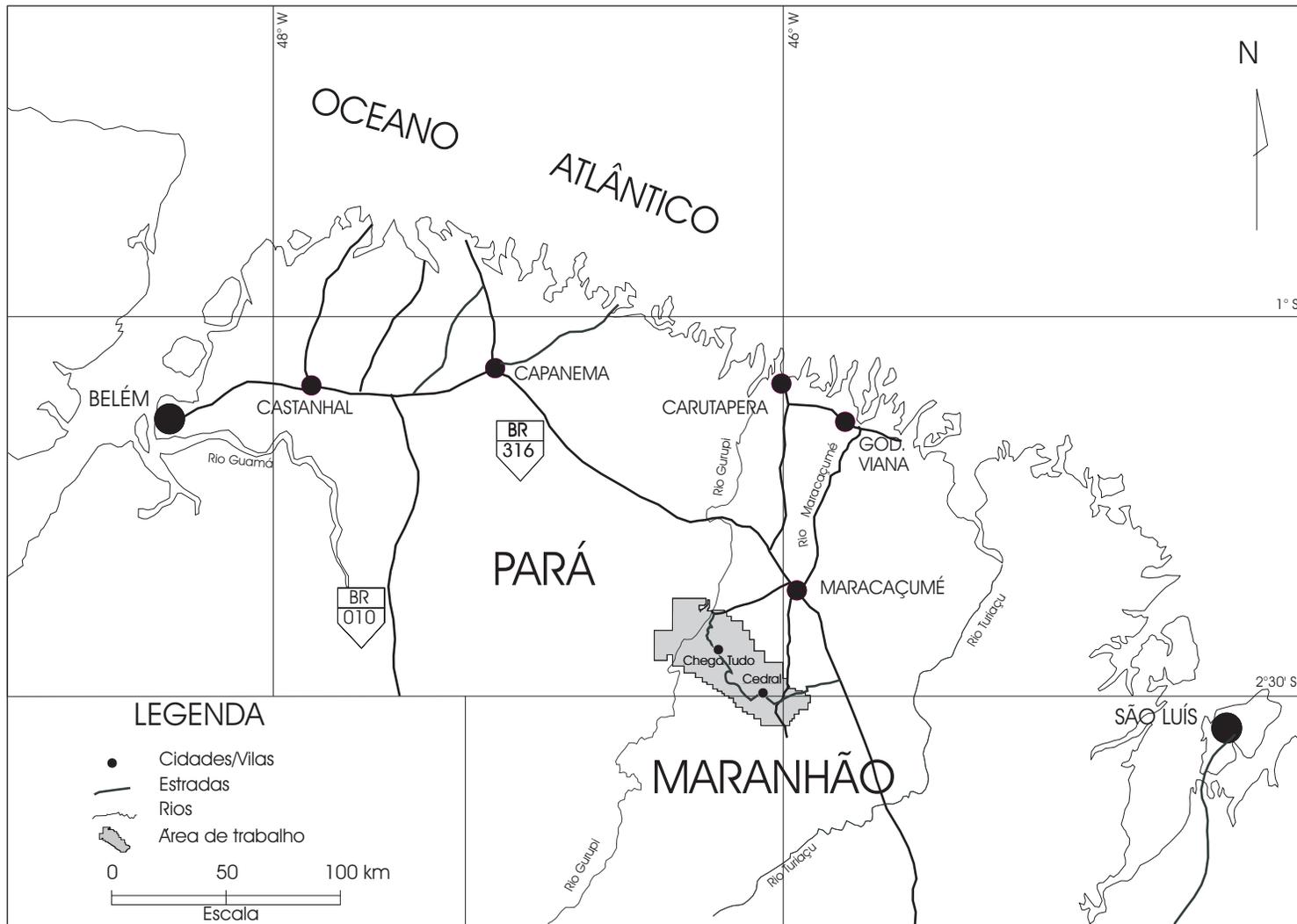


Fig. 1.1. Mapa de localização e acesso à área de trabalho.

do Pará (Figura 1.1). O acesso rodoviário, a partir de Belém, faz-se pela BR-316 até a cidade de Maracaçumé, no Estado do Maranhão, e subseqüentemente, para oeste-sudoeste, por estrada encascalhada até a vila de Chega-Tudo, via Centro Novo do Maranhão. Alternativamente, alcança-se a porção sudeste da área a partir da cidade de Santa Tereza do Paruá, às margens da BR-316, por uma outra estrada vicinal que chega a Montes Áureos, via Centro do Guilherme e Vila do Cedral (Figura 1.1).

O clima da região é predominantemente do tipo Am, mais precisamente do tipo Amw', da classificação de Köppen, caracterizado como quente e úmido de monção, com uma estação seca que se estende de julho a novembro e um período de chuvas acentuado no resto do ano (SUDAM, 1984). A precipitação média é de 2.500 mm/ano. A variação média de temperatura situa-se tipicamente entre 26° e 32°C, com valores mais elevados nos meses de setembro e outubro, quando alcança 35°C. A umidade relativa do ar oscila entre 85% e 95% (Pastana, 1995).

Dois regiões ecológicas distintas são reconhecidas na região do Gurupi: (a) a de formações pioneiras e (b) a de floresta sempre-verde.

As formações pioneiras estão restritas à região litorânea e compreendem a vegetação de mangue, de campos e de restinga. A região de floresta sempre-verde, por sua vez, se subdivide em áreas de floresta densa e áreas de coccol, esta última caracterizando-se pela presença dominante do babaçu (BRASIL, 1973).

A vegetação natural na área de trabalho é exclusivamente do tipo floresta densa. No segmento nordeste dessa área, entretanto, predomina a vegetação secundária de capoeira desenvolvida em áreas desmatadas para uso agrícola, posteriormente abandonadas à medida em que se dá o empobrecimento do solo.

A rede hidrográfica da região do Gurupi é constituída por um conjunto de rios que deságuam diretamente no Oceano Atlântico. Dentre eles aparecem os rios Piriá, Gurupi, Maracaçumé e Turiaçu como os mais importantes.

A geomorfologia da região do Gurupi é caracterizada por uma superfície aplainada, em escala regional, resultante da ação de intensos processos de denudação ao longo de diversos ciclos erosivos (Pastana, 1995).

A área de trabalho compreende um segmento de relevo moderado a fortemente ondulado, dominado por colinas e morrotes alongados alinhados e sub-paralelos, freqüentemente com topos angulosos e intercalados por *flats* aluviais, como pode ser visto na Figura 1.2-A e 1.2-B, que

constituem o relevo residual desenvolvido sobre as rochas do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Costa *et al.*, 1996a; Ferreira Jr., 1996).

Mesas isoladas sustentadas por couraças lateríticas, assim como as colinas de topo plano amplo, são feições de relevo menos freqüentes na região e constituem os remanescentes de antigas superfícies de erosão do Terciário (Costa, 1993). Mais detalhes sobre este assunto serão apresentados no subitem 4.2 do Capítulo 04 que descreve a relação entre o manto intempérico e a geomorfologia local.

### 1.3. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Apesar da existência de assentamentos rurais realizados por agências governamentais, a ocupação da terra e as características desses assentamentos na região de Chega-Tudo e Cedral foram profundamente marcados pela atividade garimpeira que se desenvolveu na região após a corrida do ouro dos anos 80.

Com o declínio do garimpo a economia local entrou em fase de decadência, sustentando-se na atividade de extração de madeira nos períodos secos e em uma discreta atividade agropecuária de subsistência e plantações ilegais de *canabis*.

Como em outras áreas da região amazônica, o garimpo atuou como mola propulsora de rápidos movimentos migratórios, levando à formação de aglomerações humanas desordenadas com sérios problemas sociais e sanitários (Figuras 1.3-A e 1.3-B).

A diminuição da produção de ouro, e o conseqüente esvaziamento dos povoados, deixaram um enorme passivo ambiental e problemas sociais, tais como desagregação familiar, agravamento de endemias, degradação do relevo, assoreamento das drenagens e a contaminação dos mananciais por mercúrio proveniente da manipulação direta desse metal nos córregos da região.

Entretanto, progressos têm sido observados após a criação de novos municípios como Centro Novo do Maranhão e Centro do Guilherme, que resultaram em melhorias na infraestrutura rural e urbana, porém as condições de vida da população ainda se encontram distantes de um padrão desejável. O índice elevado de analfabetismo, a educação sanitária e a assistência médico-ambulatorial deficientes ainda são sérios desafios a serem vencidos pelas autoridades locais.



Fig. 1.2. (A) Aspecto do relevo aplainado nas proximidades da vila de Chega-Tudo. Essa forma de relevo domina uma ampla faixa NW-SE no nordeste da área de estudo; (B) Relevo de morrotes alongados subparalelos desenvolvidos sobre rochas da sequência vulcano-sedimentar do Gurupi, na zona de alto *strain* do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Em segundo plano vê-se o garimpo do Antonio Martins, a sudeste da vila de Chega-Tudo.

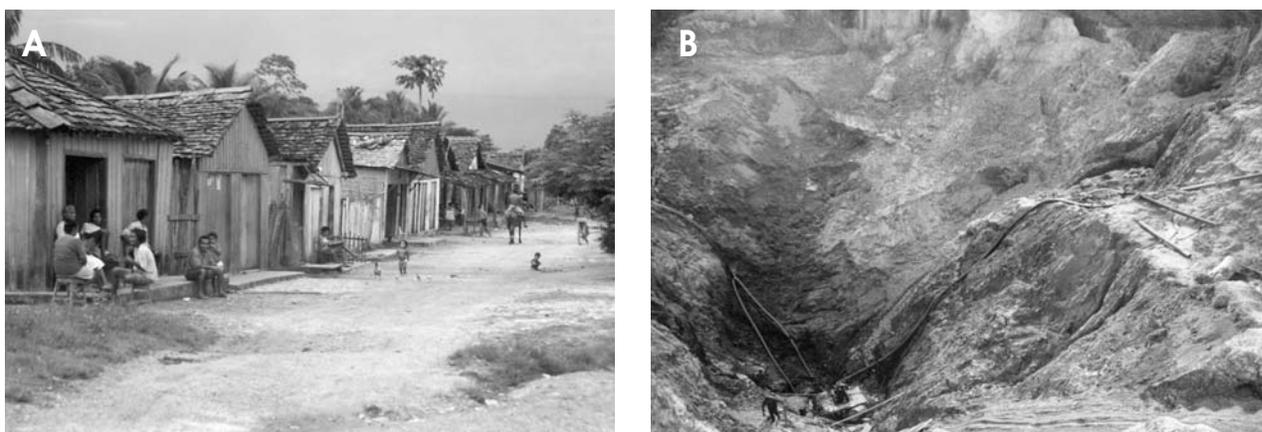


Fig. 1.3. (A) Casario ao longo da rua principal da vila de Chega-Tudo; (B) Trabalho garimpeiro. Desmonte hidráulico do horizonte saprolítico no garimpo da Serrinha.

#### 1.4. OBJETIVOS DO TRABALHO

O presente trabalho propõe-se a:

- a) empregar levantamentos geofísicos aéreos como ferramenta auxiliar de mapeamento geológico na escala de 1:100.000 em áreas carentes de exposições, na região de Chega-Tudo e Cedral, com o objetivo de melhorar a cartografia das unidades litoestruturais maiores da área;
- b) caracterizar, do ponto de vista estrutural e litológico, as unidades aflorantes principais, visando a subsidiar as interpretações geológico-geofísicas; e,
- c) analisar a geometria e a cinemática das feições tectônicas observadas, fornecendo base para a apresentação de uma perspectiva evolutiva, no contexto do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

#### 1.5. METODOLOGIA

O potencial do uso de imagens processadas de levantamentos aeromagnéticos de alta resolução para mapeamento geológico e exploração mineral foi reconhecido nos anos 80 e efetivamente demonstrado na Província de Yilgarn no Oeste da Austrália (Isles *et al.*, 1989).

Recentemente, mais ênfase tem sido dada ao uso de levantamentos geofísicos magnéticos e radiométricos aéreos como base para mapeamento geológico regional e de semidetalhe (Horsfall, 1997; Jaques *et al.*, 1997; Gunn *et al.*, 1997).

Mapeamentos utilizando produtos processados de levantamentos aerogeofísicos de alta resolução em combinação com imagens de radar, ou mapas temáticos georeferenciados, vêm sendo conduzidos com sucesso na Região Amazônica em zonas de extensas coberturas florestais, cujos problemas de acesso e, algumas vezes, escassez de afloramentos, têm sido obstáculos para a cartografia geológica (Rosa Costa & Vale, 2001; Tavares Jr. & Veneziani, 2001; Teruiya *et al.*, 2001; Théveniaut & Truffert, 2001.).

##### **1.5.1. Levantamentos aerogeofísicos disponíveis**

Os levantamentos geofísicos aéreos utilizados neste trabalho foram executados em agosto do ano de 1996 pela GEOMAG para a Mineração Chega Tudo Ltda. (uma sociedade entre a

Companhia Nacional de Mineração e a Santa Fe do Brasil Empreendimentos Ltda.) utilizando o estado-da-arte em instrumental e *software* com objetivo de definir alvos para exploração mineral.

#### 1.5.1.1. Aquisição dos dados aerogeofísicos

Os levantamentos geofísicos aéreos foram conduzidos ao longo de uma série de linhas de voo paralelas, igualmente espaçadas entre si, com altura de voo constante de 80 m acima do solo. O espaçamento das linhas principais foi de 200 m e o das linhas de amarração de 2 km.

As linhas principais foram voadas segundo a direção N50°E com objetivo de maximizar a assinatura magnética das unidades litoestruturais do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, cuja direção principal na área dos levantamentos é de N40°W.

Esses levantamentos utilizaram um sistema digital integrado de aquisição de dados. O diagrama da Figura 1.4 apresenta de maneira esquemática os equipamentos que compõem esse sistema e suas diversas interconexões, as quais se encontram descritas sucintamente a seguir.

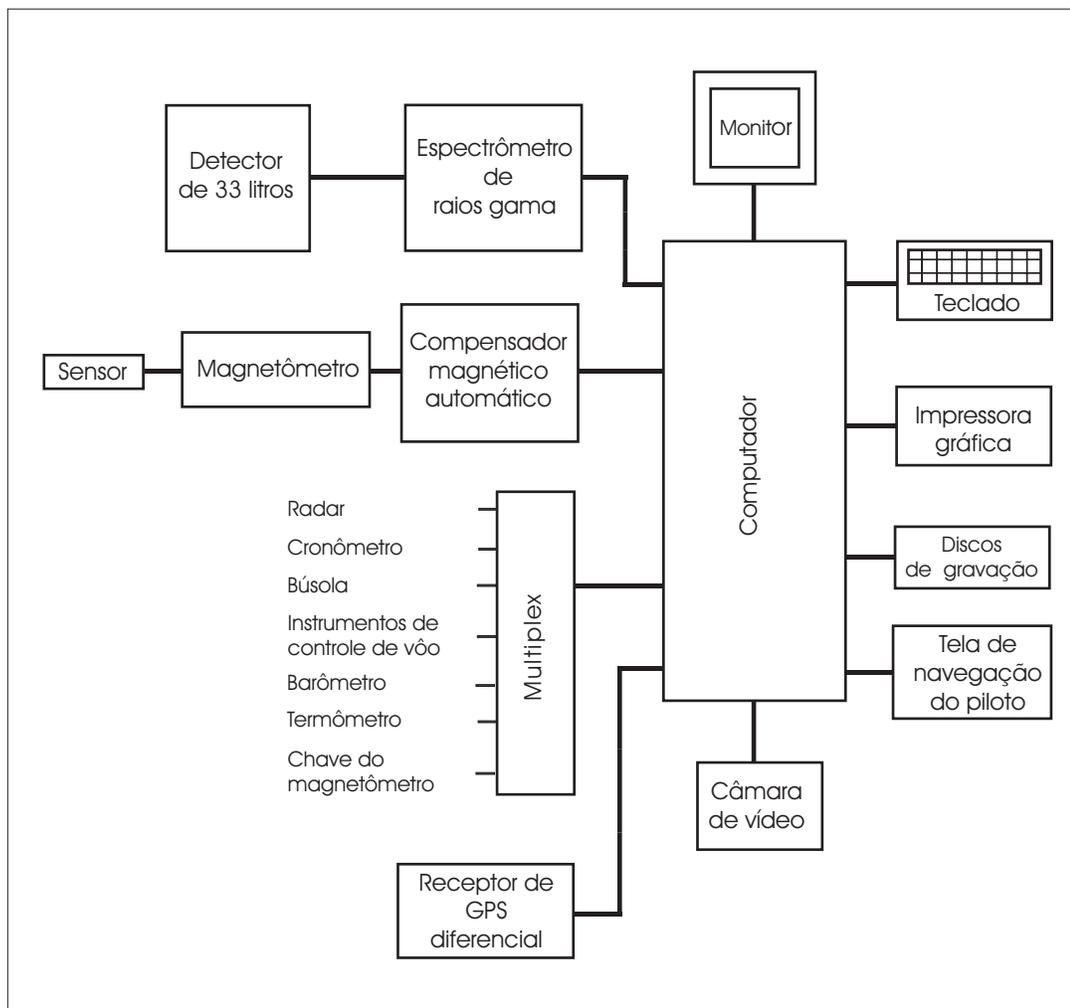
Para a sincronização da amostragem geofísica com os dados de navegação da aeronave foi utilizado o tempo do *sistema de posicionamento global* (GPS) da aeronave.

Uma câmara foi utilizada para registrar a trajetória dos vôos com o objetivo de facilitar a detecção de possíveis interferências antrópicas na coleta de dados, monitorar começo e fim das linhas de teste, bem como a acuracidade da navegação em relação a distorções de paralaxe em tempo real.

Um sistema de GPS diferencial de tempo real foi utilizado para garantir maior precisão na navegação, particularmente por se tratar de um levantamento de detalhe com espaçamento de linhas de voo de 200 m, onde desvios de trajetória são mais críticos.

O controle altimétrico foi feito com altímetro de radar para fornecer a elevação ao piloto da aeronave. Esses dados altimétricos de radar, em conjunto com os de elevação do GPS, foram posteriormente processados para produzir um modelo digital da topografia do terreno.

Um barômetro e um termômetro digitais acoplados ao sistema de aquisição de dados da aeronave foi usado para medir a pressão atmosférica e a temperatura dentro do avião para posterior aplicação na correção dos dados gama-espectrométricos.



**Fig. 1.4. Bloco-diagrama mostrando o sistema digital de aquisição de dados usado nos levantamentos geofísicos aéreos da área (Modificado de Horsfall, 1997).**

A coleta de dados magnéticos durante o levantamento foi feita com um magnetômetro de césio de bombeamento óptico, modelo G-822A fabricado pela GeoMetrics Inc. Esse modelo de magnetômetro tem resolução nominal de 0,001 nT em ambiente ideal (completamente isolado de interferências externas) e vem equipado com uma blindagem contra ruídos de menos de 0,01 nT, de modo que a resolução efetiva do mesmo no campo é de 0,01 nT.

A compensação aeromagnética fez-se por meio de um equipamento de compensação digital automática que consiste de um computador que recebe os dados magnéticos do magnetômetro de bombeamento óptico, sincronizado com um magnetômetro de saturação com três componentes ortogonais (*three-component orthogonal fluxgate vector magnetometer*), rigidamente montado em uma parte magneticamente calma da aeronave, para fornecer a orientação da aeronave. Esse equipamento efetuou a correção dos dados magnéticos em tempo real.

O monitoramento das variações diurnas foram feitas com um magnetômetro de precessão de prótons modelo G-856 da Geometrics Inc., com leituras a cada 0,1 segundos e resolução de 0,001 nT, em associação com um sistema de GPS para sincronização com os dados do magnetômetro da aeronave.

O levantamento gama-espectrométrico da área foi feito com um espectrômetro auto-calibrável modelo Exploranium GR-820 de 256 canais. Esse modelo utiliza dois conjuntos de detectores, cada um contendo individualmente quatro cristais, resultando em um volume de 33 litros. O equipamento calcula e registra a resolução de cada cristal depois de cada calibração e registra e mostra o tempo de processamento de cada pulso (*dead time*) para posterior processamento dos dados.

Além do sistema detector usado para o levantamento da radiação proveniente do solo e das rochas, foi utilizado um conjunto adicional de cristais detectores direcionado para cima, parcialmente protegido da radiação originária do solo, para dar ao sistema uma sensibilidade direcional e capacidade para discriminar entre a radiação atmosférica e aquela proveniente do solo.

### 1.5.1.2. Processamento dos dados magnéticos aéreos

O processamento dos dados aeromagnéticos padrão envolveu uma série de procedimentos que foram divididos em duas fases que, segundo a classificação metodológica de Luyendyk (1997), correspondem ao:

- Pré-processamento (Fase I): (a) verificação e edição de dados brutos e (b) localização de dados em X e Y.
- Processamento (Fase II): (a) correções de paralaxe, (b) remoção de variações diurnas, (c) remoções de componentes atribuíveis ao campo magnético regional terrestre, (d) nivelamento de dados, (e) micronivelamento, (f) *gridding* e contorno de isovalores.

**Apresentação dos dados** - O processamento dos dados aeromagnéticos utilizado neste trabalho seguiu rigorosamente os passos mencionados acima. À parte os processamentos de correção mencionados, utilizados para a elaboração do mapa de campo total, outros processamentos de melhoramento e filtros foram aplicados para geração dos mapas aeromagnéticos de interesse (campo magnético total reduzido ao pólo; primeira derivada vertical reduzida ao pólo; e gradiente horizontal).

Foram também utilizados recursos de contorno de isovalores com cores normalizadas e pseudo-iluminação para acentuar características específicas e aumentar a perceptibilidade das mesmas.

### 1.5.1.3. Processamento de dados gama-espectrométricos aéreos

Os dados radiométricos aqui apresentados foram tratados seguindo as rotinas de processamento análogas àquelas recomendadas para os dados aeromagnéticos. À parte os procedimentos de pré-processamento, os dados foram submetidos a :

- a) correção de *dead time*;
- b) calibração da energia;
- c) correção da radiação de *background* da aeronave e da radiação cósmica;
- d) correção da radiação de *background* do Rn;
- e) *stripping*;
- f) correção de altura; e

g) nivelamento.

**Apresentação dos dados** - Para confecção final dos mapas, o contorno de isovalores foi igualmente feito com cores normalizadas associadas a recursos de pseudo-iluminação.

### **1.5.2. Processamento de imagens de radar**

O presente trabalho utilizou mosaicos de radar de visada lateral, banda-X, geradas pelo Sistema GMS-1000, escaneadas a partir de imagens impressas em papel fotográfico (CPRM, 1973a, 1973b, 1973c, E 1973d).

Essas imagens escaneadas foram reunidas e geo-referenciadas digitalmente utilizando-se programa Arcview versão 3.2 de modo que permitisse uma integração mais fácil e confiável com os demais produtos geofísicos e aerofotogramétricos gerados por sistemas modernos de levantamento geograficamente referenciados (*geographic information system*).

As coordenadas geográficas empregadas para o geo-referenciamento das imagens foram supridas por mapas planialtimétricos digitais geo-referenciados em escala de 1:10.000, na porção central da área de estudo (MCT, 1997), e, nas áreas periféricas não cobertas pelo levantamento planialtimétrico acima mencionado, por imagem LANDSAT geo-referenciadas na escala de 1:250.000 (EMBRAPA, 2000).

### **1.5.3. Integração de dados no mapeamento geológico da região de Chega-Tudo e Cedral**

A interpretação e integração dos dados geológicos, geofísicos e de imagens de radar, foram feitas por meio de *fólios temáticos* individuais gerados para cada um dos produtos do sensoriamento remoto geofísico e de radar na escala de 1:100.000.

Essa metodologia de análise e integração de dados se fez em duas etapas:

Etapa I - Consistiu basicamente no uso de *overlays* transparentes de mesma escala e tamanho nos quais (a) se individualizaram domínios em cada um dos mapas geofísicos aéreos e imagem de radar e (b) se retiraram elementos lineares com a finalidade de identificar as unidades litoestratigráficas e delinear o arcabouço estrutural da área de estudo, respectivamente.

Os domínios geofísicos foram separados com base em padrões texturais e intensidades dos sinais geofísicos magnetométricos e radiométricos. Uma sistemática análoga foi utilizada para definir domínios na imagem de radar.

A interpretação dos mapas radiométricos foi feita em fólios individuais em cada dos elementos analisados bem como para os mapas de contagem total e de composição ternária.

A interpretação dos dados magnetométricos foi feita em mapas de campo total reduzido ao pólo e gradiente horizontal reduzido ao pólo, respectivamente.

Um *overlay* com atitudes das estruturas identificadas no campo as quais foram plotadas individualmente ou em projeções estereográficas de igual área (rede de Schmidt).

Estapa II – compreendeu a integração das interpretações dos mapas geofísicos e imagem de radar geo-referenciados com dados geológicos de campo em um esboço de mapa geológico correspondente ao *fólio* final.

A partir desse produto integrado final fez-se então a interpretação litológica e estrutural para subsidiar um esboço da evolução geológica local contextualizada em uma perspectiva regional.

Os mapas planialtimétricos da área e as fotografias aéreas, a partir dos quais estes foram gerados, não foram usados de modo sistemático neste trabalho devido à pequena área que eles cobrem. Desse modo, seu uso limitou-se ao geo-referenciamento de imagens de radar e comparação das feições de relevo neles reconhecidas com aquelas retiradas a partir da interpretação das imagens de radar.

## 2 – FUNDAMENTOS DA GEOFÍSICA AÉREA – SINOPSE

---

### 2.1. MAGNETOMETRIA AÉREA

Os conceitos físicos e geológicos nos quais se fundamentam a magnetometria aérea aqui apresentados foram compilados das revisões de Corbett (1992) e de Horsfall (1997) sobre a natureza do magnetismo terrestre e sobre os sistemas de aquisição de dados magnéticos e radiométricos aéreos, respectivamente. Informações adicionais sobre a magnetometria aérea podem ser encontradas nos trabalhos de Dobrin & Savit (1988), Breiner (1992), Clark (1997) e Luyendyk (1997).

**O campo geomagnético** - O campo magnético medido nas proximidades da superfície terrestre tem três componentes principais:

- a) o campo principal;
- b) um campo externo; e
- c) perturbações locais superimpostas ao campo principal.

O campo principal é gerado por processos que operam no interior da Terra. Atualmente, sua intensidade varia de aproximadamente 25.000 nT próximo ao equador magnético a cerca de 70.000 nT nos pólos magnéticos. A inclinação do campo é horizontal no equador magnético e vertical nos pólos magnéticos.

O campo externo origina-se fora da crosta da Terra e está associado principalmente a correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera externa devido à interação com os ventos solares.

Variações locais nas rochas e na assembléia mineral da crosta próxima à superfície produzem perturbações locais que são as anomalias de interesse para a exploração mineral (Corbett, 1992).

**Principais perturbações do campo geomagnético** - Diversos tipos de variação podem ocorrer em períodos de poucos segundos a dias (Parasnis, 1983). As variações diárias de longo período do campo magnético (variações diurnas) são suaves e sua amplitude depende da latitude magnética, aumentando em direção aos pólos magnéticos. Por outro lado há perturbações

magnéticas, chamadas de *tempestades magnéticas*, durante as quais o campo magnético pode variar várias centenas de nT e ser afetado por vários dias (Horsfall, 1997).

**A magnetização das rochas** - A intensidade de magnetização ou polarização magnética adquirida por uma rocha é um vetor resultante da soma vetorial de duas componentes: (a) uma componente induzida, relacionada à direção e intensidade do campo magnético; e (b) uma componente remanente.

A componente remanente é permanente e independente do campo magnético ambiente, como se fosse um ímã com seu próprio campo, com orientação e intensidade próprias (Figura 2.1).

Embora seja considerado permanente, o magnetismo remanente de fato decai ao longo de longos períodos de tempo.

O magnetismo remanente pode se originar de vários modos, em épocas diferentes da história da rocha. A mais comum, intensa e estável componente remanente é a magnetização termoremanescente que é adquirida quando o material magnético é resfriado abaixo de sua temperatura Curie (aproximadamente 580°C para a magnetita) na presença do campo magnético. Outros tipos de remanência, relacionada à atividade intrusiva e calor, metamorfismo e/ou alteração podem ser adquiridos posteriormente.

**Susceptibilidade magnética** - A intensidade da magnetização induzida é proporcional ao campo indutor. A susceptibilidade magnética é a medida do grau ao qual uma substância pode ser magnetizada por indução no campo magnético terrestre. As anomalias magnéticas naturais que ocorrem nas rochas e minerais devem-se principalmente à presença do mais comum dos minerais magnéticos, a magnetita ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$ )[ $\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ ], ou seus minerais correlatos, bem como à ilmenita e à pirrotita (Corbett, 1992). Por isso, em primeira aproximação, a susceptibilidade magnética é relacionada ao conteúdo de magnetita na rocha.

## 2.2. GAMA-ESPECTROMETRIA AÉREA

Os princípios físicos e geofísicos nos quais se fundamenta a radiometria aérea, apresentados a seguir, tiveram como fonte principal os trabalhos de Minty (1997), o qual apresenta uma extensa revisão sobre o assunto. Outras informações podem ser encontradas nos trabalhos de Minty *et al.* (1997) e Hansen (1992).

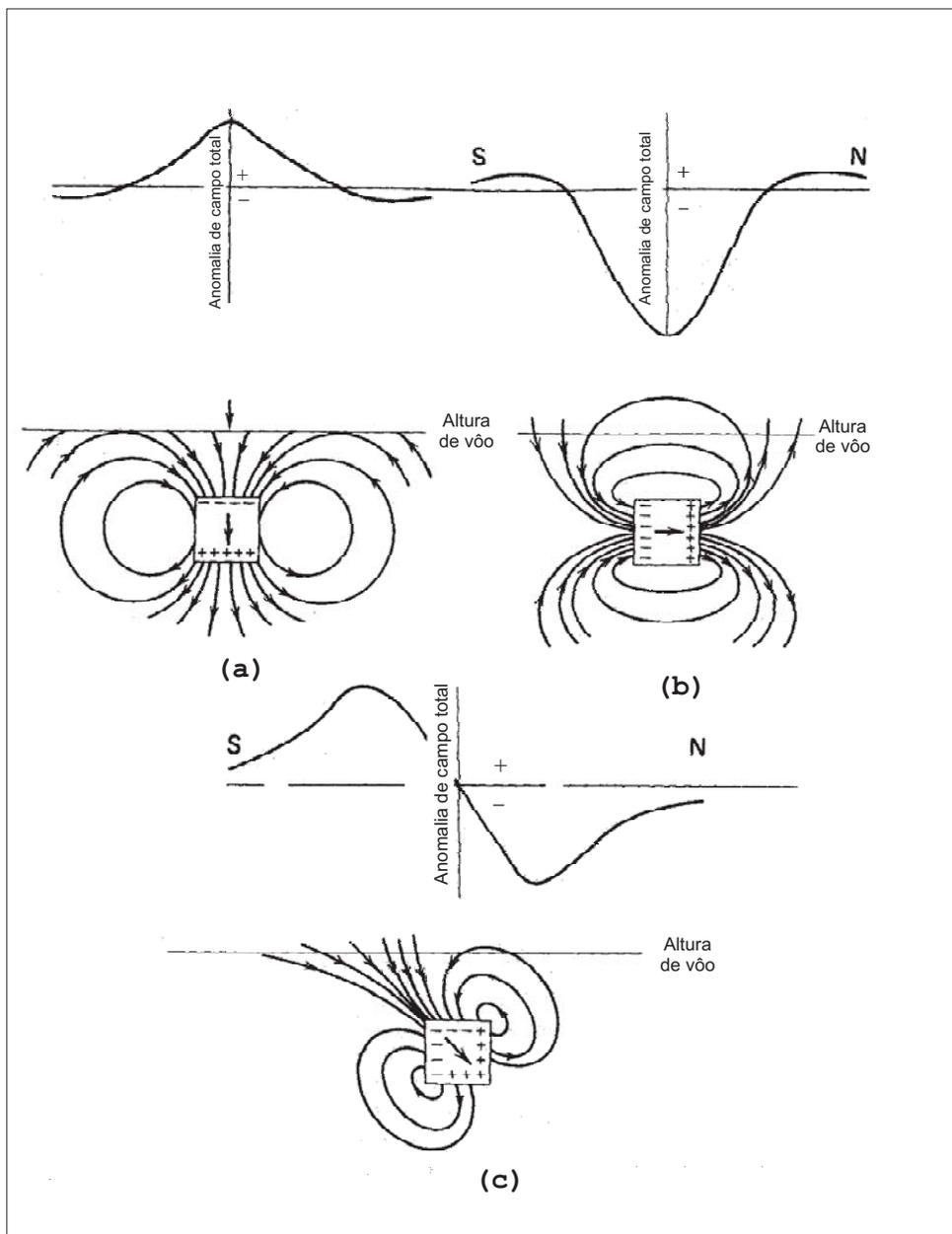


Fig. 2.1. Anomalias de campo magnético total em linhas de vôo perpendiculares a um corpo enterrado de seção quadrada, alongado perpendicularmente à página: (a) no pólo magnético norte; (b) no equador magnético; e (c) na latitude magnética de  $26,6^{\circ}\text{N}$ . A anomalia é positiva quando o campo do corpo enterrado reforça o campo da Terra e é negativa quando o campo se opõe ao campo da Terra (Modificado de Dobrin & Savit, 1988).

**As fontes naturais de raios gama** – Alguns isótopos na natureza são instáveis e desintegram-se, transformando-se em isótopos mais estáveis por meio de emissão de radiação. Esses isótopos são chamados isótopos radioativos ou radioisótopos.

Cada radioisótopo tem uma probabilidade característica associada com a desintegração radioativa de seus núcleos. Essa probabilidade chama-se “meia-vida” e corresponde ao tempo necessário para que metade dos isótopos se desintegre.

Os três tipos principais de radiação produzidos pelo decaimento radioativo são as partículas alfa e beta e os raios gama. As partículas alfa são fragmentos do núcleo original e consistem de dois prótons e dois nêutrons. Partículas beta são idênticas aos elétrons, portando uma carga elétrica negativa. Elas têm maior poder de penetração do que as partículas alfa e podem deslocar-se até um metro no ar.

A emissão de uma partícula alfa ou beta deixa o átomo em um estado excitado e o excedente de energia é emitido na forma de radiação eletromagnética denominada de raios gama. Esse tipo de radiação é muito penetrante por não possuir massa ou carga. Os raios gama podem penetrar até 30 cm de rocha e centenas de metros de ar e, portanto, são o único tipo de radiação disponível para o sensoriamento remoto da radioatividade terrestre.

Cada fóton dos raios gama tem uma energia discreta que é característica do isótopo que o emitiu. Isso constitui a base da espectrometria de raios gama, isto é, a medida da energia dos fótons de raios gama permite a identificação da fonte da radiação.

**Radioisótopos emissores de raios gama** – K, U e Th são os únicos elementos na natureza com radioisótopos que produzem raios gama com energia e intensidade suficientes para serem medidos na altitude em que são feitos os levantamentos aéreos.

O  $^{40}\text{K}$  é o único isótopo radioativo do K e corresponde a 0,012% do K existente na natureza. 89% do  $^{40}\text{K}$  decaem por emissão de elétrons (isto é, partícula beta) para  $^{40}\text{Ca}$ , enquanto que os 11% restantes, por captura de elétron para  $^{40}\text{Ar}$ . Isso é seguido pela emissão de um único fóton de raio gama com energia de 1,46 MeV. Uma vez que o  $^{40}\text{K}$  ocorre como uma proporção fixa do K no ambiente natural, o fluxo de raios gama do  $^{40}\text{K}$  pode, portanto, ser usado para estimar a quantidade total de K presente.

O U ocorre naturalmente com os radioisótopos  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$  que dão origem a séries de decaimento radioativo que terminam nos isótopos estáveis de  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}$ , respectivamente. O

$^{235}\text{U}$  corresponde a apenas 0,72% do U natural e as energias dos raios gama do seu decaimento é muito baixa para ser identificada nos levantamentos gama-espectrométricos aéreos.

O Th ocorre naturalmente como  $^{232}\text{Th}$  que dá origem à série de decaimento que termina no isótopo estável  $^{208}\text{Pb}$ .

É importante observar que nem o  $^{238}\text{U}$  nem o  $^{232}\text{Th}$  emitem raios gama. A sua detecção depende das emissões de raios gama dos *isótopos-filhos* radioativos que eles produzem em suas séries de decaimento. Destes, são particularmente importantes o  $^{214}\text{Bi}$  (do  $^{238}\text{U}$ ) e  $^{208}\text{Tl}$  (do  $^{232}\text{Th}$ ) que emitem radiação gama de energia 1,76 e 2,62 MeV, respectivamente. Essas energias permitem a identificação da fonte de radiação medida na espectrometria de raios gama.

**Radiação de fundo** (*background radiation*) – Qualquer radiação não originária do solo é considerada como radiação de fundo uma vez que não tem significado geológico e necessita ser removida das medidas efetuadas.

Existem quatro fontes de radiação de fundo: (a) o radônio atmosférico; (b) a radiação cósmica; (c) a radiação da aeronave; e (d) resíduos de explosões atômicas e acidentes nucleares.

O radônio atmosférico ( $^{222}\text{Rn}$ ) e os seus produtos, especificamente o  $^{214}\text{Bi}$  e  $^{214}\text{Pb}$ , são os contribuintes principais. Seus isótopos filhos aderem a partículas de poeira e aerossóis do ar e sua distribuição é uma função do movimento do ar e padrões de ventos.

Radiações cósmicas provenientes de fontes externas ao sistema solar e do sol reagem com átomos e moléculas nas camadas atmosféricas mais elevadas gerando uma radiação secundária complexa que interage com o ar, com a aeronave e com o detector, produzindo a radiação “cósmica” de fundo medida.

A radiação de fundo da aeronave está relacionada à presença de traços de K, U e Th na aeronave e nos equipamentos, bem como no próprio detector.

O principal resíduo de explosões atômicas e acidentes nucleares que afetam a espectrometria de raios gama é o proveniente do  $^{137}\text{Cs}$  que tem energia de 0,662 MeV.

**Interferências ambientais** – As coberturas não radioativas, a temperatura e a pressão do ar, a precipitação pluvial, a inversão térmica e o ar em movimento, nas camadas inferiores da atmosfera, e a umidade do solo constituem os principais fatores ambientais que podem influenciar a espectrometria de raios gama.

Dentre os fatores citados acima, as coberturas não radioativas, a inversão térmica e a precipitação pluvial são as interferências ambientais que devem ser monitorados durante os levantamentos gama-espectométricos.

As coberturas não radioativas podem reduzir a saída da radiação da superfície da Terra, ao passo que as duas últimas interferem na distribuição do Rn atmosférico. A distribuição do Rn na atmosfera afeta a estimativa da radiação de fundo e causa um aumento na concentração aparente do U no solo, respectivamente. Informações adicionais podem ser encontradas em Hansen (1992) e Minty (1997).

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

---

#### 3.1 - ESTRATIGRAFIA REGIONAL

As propostas de empilhamento estratigráfico mais abrangentes, responsáveis pela estruturação geral do quadro estratigráfico atual da região do Gurupi, foram elaboradas basicamente por Costa *et al.* (1977) e Abreu *et al.* (1980). Estas propostas serviram de base para o empilhamento estratigráfico apresentado em trabalhos geológicos regionais, realizados nas folhas Castanhal (SA-23-V-C) e Turiaçu/Pinheiro (SA.23-V-D/SA.23-Y-B) por Costa *et al.* (2000) e Pastana (1995), respectivamente, como parte do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, desenvolvidas pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Essas propostas de empilhamento estratigráfico estão apresentadas nos quadros 01, 02 e 03 a seguir, onde as mesmas podem ser visualizadas de modo comparativo, tanto entre si quanto com as demais propostas formalizadas mais recentemente para a área.

Diversos fatores geológicos, geomorfológicos e geográficos tais como escassez dos afloramentos em escala local e regional, espessura do manto intempérico, pequena amplitude de relevo e cobertura vegetal têm dificultado a individualização e a caracterização mais precisas das unidades litoestratigráficas e da natureza de seus contatos. Isso resultou em uma proliferação de nomes, diferentes categorizações e empilhamentos estratigráficos distintos para essas unidades.

Nesse contexto, em que se configura um quadro estratigráfico ainda em aberto, serão apresentadas a seguir descrições dessas unidades com base no empilhamento estratigráfico proposto por Pastana (1995), acrescidas de comentários de Gorayeb *et al.* (1999), Palheta (2001) e Klein & Moura (2001a e 2001b), que revisaram parte desse quadro estratigráfico regional à luz dos novos dados geocronológicos obtidos na região.

##### 3.1.1. Complexo Maracaçumé

Originalmente definida por Costa *et al.* (1977) como Associação Metamórfica Maracaçumé, de idade supostamente arqueana. Esta unidade foi posteriormente redefinida por Abreu *et al.* (1980) como Complexo Maracaçumé.



		Igreja (1992)	
PALEOZÓICO	SILURIANO	Seqüência Piriá-Camiranga	Santa Cruz Alto Bonito Paca
	ORDOVICIANO		Peritoró
	CAMBRIANO		
		Formação Boqueimão	
PRÉ-CAMBRIANO	SUPERIOR	Gran. Ney Peixoto / Gran. Ourém / e outros	
		Formação Gurupi	
	Gnaiss Sienítico Boca Nova		
	Suíte Granítica Transamazônica		
	Formação Tromaí		
INFERIOR	Formação Viseu		
	Formação Santa Luzia		
	Complexo Maracaçumé		

		Abreu (1990)	Pastana (1995)	Costa <i>et al.</i> (2000)
PALEOZÓICO		Seqüência Camiranga	Seqüência Serra Grande	Arenito Guamá Formação Piriá
		Gran. Ney Peixoto / Gran. Cantão		
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	Fm. Piriá		Suíte Intrusiva Brasileira
	MÉDIO	Fm. Viseu		Suíte Alcalina Boca Nova
		Rochas básicas Intrusões Alcalinas (Boca Nova)	Fm. Viseu Fm. Igarapé de Areia	
	INFERIOR	Suíte Granitóide Transamazônica	Suíte Tromaí Tonalito Itamoari	PALEO A NEOPROTEROZÓICO (Indiferen.) Grupo Gurupi
Fm. Igar. de Areia / Fm. Viseu / Fm. Gurupi / Fm. Chega Tudo		Granito Estratóide Maria Suprema	Fm. Jeritequara	
			Fm. Vila Cristal	
ARQUEANO		Fm. Santa Luzia		Suíte Intrusiva Tracuateua
		Complexo Maracaçumé	Grupo Aurizona Grupo Gurupi / Kinzigito Marajupema	
			Complexo Maracaçumé	

Quadro - 02. Colunas estratigráficas comparadas do Pré-Cambriano e Eopaleozóico da região do Gurupi, formalizadas de 1990 a 2000.

		Palheta (2001)	Klein & Moura (2001b)	
			Cráton São Luís	Cint. de Cisalh. Gurupi
PALEOZÓICO		Seqüência Camiranga		
		Gran. Ney Peixoto Gran. Maria Suprema		
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	Fm. Piriá		Gran. Ney Peixoto Alcalina Boca Nova
	MÉDIO	Alcalina Boca Nova	Fm. Viseu / Fm. Igar. de Areia	
		Fm. Viseu / Fm. Igar. de Areia		
	INFERIOR	Gran. Cantão Suíte Tracuateua Suíte Rosário	Microtonalito Caxias Suíte Tracuateua Suíte Rosário	Gran. Maria Suprema  Gran. Cantão /Ourém / Jonasa / Japiim (?) Tonalito Itamoari Grupo Gurupi
		Grupo Gurupi	Suíte Tromai	
		<i>Crosta Burkiniana</i>	Grupo Aurizona	
ARQUEANO		<i>Crosta Arqueana</i>		Kinzigito Marajupema  Complexo Maracaçumé

Quadro - 03. Colunas estratigráficas comparadas do Pré-Cambriano e Eopaleozóico da região do Gurupi, formalizadas após o ano 2000.

As rochas do Complexo Maracaçumé, na acepção de Pastana (1995), afloram no domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, nos interflúvios dos rios Gurupi, Piriá e Maracaçumé (Figura 3.1).

Esta unidade consiste de rochas gnáissicas onde predominam litotipos de composições tonalíticas, thronjdemíticas e granodioríticas, localmente migmatizadas, com corpos anfibolíticos subordinados. Essas rochas mostram importante heterogeneidade composicional e estrutural, com metamorfismo em fácies anfibolito. São rochas deformadas em escala regional por mecanismos de cisalhamento dúctil, com textura granoleptoblástica e foliações protomiloníticas a ultramiloníticas (Pastana, 1995).

O Complexo Maracaçumé apresenta contato estrutural imbricado com o Kinzigito Marajupema, com Granito Maria Suprema, com o Tonalito Itamoari e com as rochas do Grupo Gurupi (Pastana, 1995).

Embora não dispusessem de dados geocronológicos para apoiar um posicionamento mais preciso, Costa *et al.* (1977), Abreu *et al.* (1980), Hasui *et al.* (1984), Abreu & Lesquer (1985), Abreu (1990) e Pastana (1995) posicionaram o Complexo Maracaçumé no Arqueano, considerando-a a unidade mais antiga da região do Gurupi.

Para Gorayeb *et al.* (1999), a semelhança dos litotipos do Complexo Maracaçumé com os da Suite Tromai, com a qual mantém relações de contato estrutural, bem como, seu posicionamento restrito à porção sudoeste da janela sul, dentro do domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, são indicativas de que essas rochas poderiam pertencer à Suite Tromai, fortemente deformada e metamorfozizada em condições que levaram à formação local de fases fundidas. Entretanto, pelo fato desses autores não apresentarem estudos litoquímicos, petrográficos e geocronológicos conclusivos, mantém-se esta unidade nos termos definidos por Abreu *et al.* (1980) e Pastana (1995).

### **3.1.2. Kinzigito Marajupema**

Pastana (1995) individualizaram um conjunto de xistos paraderivados dentro do Complexo Maracaçumé sob a denominação de Kinzigito Marajupema. Esta unidade aflora ao longo de uma faixa NW-SE no curso médio a alto do rio Gurupi, dentro do contexto do Cinturão



### Cráton São Luís

	Bacias sedimentares
	Suíte Tracuateua
	Suíte Rosário
	Suíte Tromai
	Grupo Aurizona

	Falhas transcorrentes
	Falhas de empurrão

### Cinturão de Cisalhamento Gurupi

	Granito Ney Peixoto
	Sienito Boca Nova
	Granitóides Paleoproterozóicos (*)
	Tonalito Itamoari
	Granito Maria Suprema
	Grupo Gurupi
	Kinzigito Marajupema
	Complexo Maracaçumé
	Cobertura Fanerozóica

JA	-	Granito Japiim
C	-	Granito Cantão
O	-	Granito Ourém
J	-	Granito Jonasa

**Fig. 3.1. Mapa geológico das janelas pré-cambrianas da região do Gurupi (Modificado de Klein & Moura, 2001a). Os granitóides paleoproterozóicos são correlacionáveis àqueles da Suíte Tracuateua (Palheta, 2001).**

de Cisalhamento Gurupi, em íntima associação com as rochas do Complexo Maracaçumé (Pastana, 1995).

São gnaisses kinzigíticos e quartzitos muscovíticos com textura granolepidoblástica superposta por uma trama milonítica forte. Os quartzitos apresentam quantidades subordinadas de muscovita, sericita e titanobiotita. O arranjo dos grãos de quartzo delineam um padrão granoblástico inequigranular, ao passo que as micas tendem a se alinhar ao longo dos planos da foliação milonítica gerados pelo cisalhamento superimposto (Pastana, 1995).

A presença desses xistos com cordierita foi interpretada pelos autores acima citados como indicativa de paraderivação e de metamorfismo sob condições de pressão e temperatura de níveis crustais profundos, compatíveis com condições de fácies granulito (Pastana, 1995).

Apesar de não dispor de datações radiométricas para essas rochas, Pastana (1995) posicionaram-nas no Arqueano por correlação com o Complexo Maracaçumé, também considerado de idade arqueana.

Klein & Moura (2001b) apontaram a necessidade de rever a definição dessa unidade, pois sua definição implica em condições de fácies granulito. Para esses autores a paragênese acima não foi adequadamente avaliada, uma vez que faltam sillimanita e feldspato potássico para defini-la como diagnóstica de rochas kinzigíticas.

Gorayeb *et al.* (1999) consideraram a possibilidade de que essas rochas paraderivadas façam parte do Grupo Gurupi, apenas metamorfizadas em condições de pressão e temperatura mais elevadas. Todavia, faltam dados de campo e geocronológicos que permitam terminar essa controvérsia.

### **3.1.3. Grupo Aurizona**

Pastana (1995) agruparam as rochas supracrustais que ocorrem próximo à zona litorânea dos Estados do Pará e Maranhão em uma *unidade informal* denominada de Grupo Aurizona. Essas rochas têm sido tradicionalmente correlacionadas ao Grupo Gurupi, entretanto, estes autores preferiram reservar a denominação de Grupo Gurupi para designar apenas as rochas supracrustais que ocorrem no contexto do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

O Grupo Aurizona constitui uma seqüência vulcanossedimentar metamorfizada sob condições da fácies xisto-verde. Localmente o metamorfismo alcançou condições de fácies anfibolito baixo.

Os litotipos desta unidade compreendem xistos de composições diversas, filitos, *metacherts*, quartzitos, metaultramafitos e formação ferrífera.

Pastana (1995) interpretaram as características litológicas das rochas do Grupo Aurizona como indicativas de uma seqüência do tipo *greenstone belt*. Ao mesmo tempo, descreveram as mesmas como correlacionáveis temporal e espacialmente àquelas do Grupo Gurupi que seria então seu correspondente retrabalhado no contexto do domínio móvel.

Mesmo sem datações radiométricas disponíveis na época, Pastana (1995) posicionaram esta unidade no intervalo que se estende do final do Arqueano ao Paleoproterozóico. Datações Pb-Pb realizadas recentemente por Klein & Moura (2001b), em zircão de uma rocha metapiroclástica foliada da região de Aurizona, deram idade Pb-Pb média de  $2.240 \pm 5$  Ma. Esta idade permite posicionar as rochas do Grupo Aurizona no Paleoproterozóico.

Gorayeb *et al.* (1999b) consideram essas rochas parte de um único grupo que engloba tanto as supracrustais do Cinturão de Cisalhamento Gurupi quanto as do Cráton São Luís. Entretanto, datações de Klein & Moura (2001b) revelaram uma idade cerca de 80 Ma. mais antiga do que aquelas determinadas nas rochas dacíticas do Grupo Gurupi, que será apresentado a seguir. Essa diferença, ainda segundo Klein & Moura (2001b), é indicativa de dois episódios deposicionais distintos, onde o Grupo Aurizona corresponde às rochas mais antigas.

#### **3.1.4. Grupo Gurupi**

A denominação de Grupo Gurupi foi originalmente empregada por Francisco *et al.* (1971), para designar uma seqüência de rochas supracrustais que afloram no domínio das janelas pré-cambrianas da região. Essa denominação foi mantida por Costa *et al.* (1977), que estendeu sua abrangência aos sedimentos terrígenos posteriormente individualizados como Formação Viseu por Abreu *et al.* (1980).

As rochas supracrustais que constituem o Grupo Gurupi têm sido objeto de controvérsias, tanto em termos de extensão e hierarquia quanto em termos de posicionamento temporal no quadro estratigráfico da região.

Diversas denominações foram empregadas em trabalhos desenvolvidos na região para referir-se aos litotipos dessa seqüência vulcano-sedimentar, dentre as quais as mais conhecidas são: Formação Santa Luzia, Formação Gurupi, Formação Chega-Tudo, Formação Viseu, Formação Igarapé de Areia (Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990); Formação Vila Cristal, Formação Jeritequara e Formação Rio Piritoró (Costa *et al.*, 2000).

Essas rochas ocorrem majormente ao longo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi intercaladas tectonicamente com granitóides milonitizados (Pastana, 1995).

O Grupo Gurupi compreende uma seqüência de rochas supracrustais orto e paraderivadas que reúne metaconglomerados, quartzitos, ardósias, filitos; micaxistos de composições diversas contendo clorita, muscovita e ou biotita, alguns com estauroлита e granada; xistos aluminosos contendo cordierita e ou muscovita; xistos carbonosos, metaultramafitos(?), formações ferríferas (?), metatufitos, metadacitos, metariolitos, com mineralizações de ouro em veios de quartzo. As paragêneses minerais apontam condições metamórficas diversas que variam do fácies xisto-verde ao fácies anfibolito baixa (Costa *et al.*, 1977; Abreu *et al.*, 1980; Vilas & Dias, 1983; Hasui *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990; Pastana, 1995; Costa *et al.*, 2000).

Apresenta contato tectônico com as rochas da Suite Tromai e com rochas do Complexo Maracaçumé, no contexto do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Os metamorfitos do Grupo Gurupi alojam varias intrusões paleoproterozóicas porém as relações de contato com as mesmas nem sempre são claras devido a coberturas sedimentares (Pastana, 1995; Palheta, 2001).

Datações Pb-Pb em zircões de rochas metavulcânicas félsicas do Grupo Gurupi, coletadas nas proximidades das vilas de Chega-Tudo e Cedral, retornaram idades de  $2.160 \pm 3$  Ma. e  $2.148 \pm 3$  Ma., respectivamente. Estes resultados apontam uma idade paleoproterozóica para esta unidade (Klein & Moura, 2001b).

Uma possível correlação das rochas do chamado Kinzigito Marajupema com aquelas do Grupo Gurupi foi também sugerida por Gorayeb *et al.* (1999); entretanto, fazem-se necessários dados mais conclusivos para elucidar essa questão. Os autores acima incluíram também as supracrustais do Grupo Aurizona de Pastana (1995) no Grupo Gurupi; entretanto, face aos novos dados geocronológicos, mencionados acima, que apontam diferenças de idade significativas entre essas seqüências vulcanossedimentares, mostra-se mais coerente manter as rochas do Grupo

Aurizona separadas em uma unidade à parte até que mais dados sejam gerados e permitam definir mais concretamente possíveis relações existentes entre essas unidades.

### **3.1.5. Suite Tromai**

Esta unidade foi definida inicialmente como Suite Anorogênica Tromai por Costa *et al.* (1977) e posteriormente redefinida por Pastana (1995) como Suite Tromai, representada pelo Tonalito Cândido Mendes e pelo Granito Areal. Estes mesmos autores consideraram o Tonalito Itamoari como produto de retrabalhamento das rochas da Suite Tromai no domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

A Suite Tromai aflora no nordeste do Estado do Maranhão e parte no Estado do Pará, nos baixos cursos dos rios Gurupi e Maracaçumé, na região limítrofe entre esses dois estados (Pastana, 1995).

Compreende batólitos tonalíticos, trondjemíticos, granodioríticos e graníticos, com predomínio do primeiro tipo. Pastana (1995) dividiram esta unidade em dois conjuntos litológicos denominados de Tonalito Cândido Mendes e Granito Areal. Para Pastana (1995), os termos trondjemíticos apresentam afinidade cálcio-alcálica e similaridades geoquímicas aos das Suites TTG arqueanas.

As rochas da Suite Tromai são tipicamente isotrópicas com fracos indícios de metamorfismo ou alteração hidrotermal. Orientação mineral incipiente, definindo uma fraca foliação, foi observada somente de modo restrito nas rochas dessa unidade (Pastana, 1995).

Klein & Moura (2001b) obtiveram idades Pb-Pb de  $2.165 \pm 2$  Ma,  $2.163 \pm 3$  Ma. e  $2.149 \pm 5$  Ma. em zircões de rochas desta suite, posicionando-a no Paleoproterozóico.

### **3.1.6. Suite Rosário**

A Suite Rosário foi definida por Rodrigues *et al.* (1994) no interflúvio dos rios Mearim e Munim, na região de Rosário, ao sul de São Luís do Maranhão. Apesar de ocorrerem fora das janelas pré-cambrianas da região do Gurupi, para Gorayeb *et al.* (1999), essas rochas têm afinidades evolutivas entre si.

Esta unidade consiste de granitóides que variam composicionalmente de tonalito e granodiorito, os quais são os tipos mais abundantes, até quartzo-diorito, monzogranito e leucotonalito, que ocorrem em quantidades subordinadas. Enclaves discóides, sub-esféricos ou de forma alongada, de dimensões centimétricas, são encontrados nesses corpos, geralmente concordantes com a foliação (Gorayeb *et al.* (1999).

Do ponto de vista petrológico, estas rochas constituem uma suite ígnea do tipo “I”, de afinidade cálcio-alkalina, formada por múltiplas intrusões, em contexto de um arco magmático. Idades Pb-Pb em zircão de  $2.079 \pm 48$  a  $2.139 \pm 22$  Ma. permitem a correlação das rochas dessa unidade àquelas da Suite Tromai acima descrita (Gorayeb *et al.*, 1999).

### 3.1.7. Suite Tracuateua

Definida por Costa *et al.* (2000), a Suite Tracuateua compreende os corpos graníticos que afloram próximo à cidade homônima, na chamada Zona Bragantina, nordeste do Estado do Pará.

São granitos com duas micas, granulação grossa, com textura que varia de predominantemente isotrópica a incipientemente foliada. Esses corpos são classificados petrograficamente como sienogranitos, com proporções variadas de biotita e muscovita. Apresentam localizadamente bandamento composicional definido por alternância de bandas com concentrações de micas e outras predominantemente quartzo-feldspáticas. Essas rochas encontram-se cortadas por diques aplíticos e pegmatíticos com granada, turmalina, berilo e sulfetos (Costa *et al.*, 2000; Palheta, 2001).

Costa *et al.* (2000) descreveram xenólitos de xistos micáceos métricos e enclaves biotíticos centimétricos, concordantes com a foliação incipiente descrita nessas intrusões. Lowell (1985) classificou geoquimicamente esses corpos como granitóides do tipo “S”.

As datações recentes realizadas por Palheta (2001) nos granitóides do nordeste do Estado do Pará obtiveram idades Pb-Pb em zircões de  $2.091 \pm 5$  Ma. para o Granitóide Mirasselas e de  $2.086 \pm 10$  Ma. para o Granitóide Tracuateua, desse modo ratificando as datações anteriores de Hurley *et al.* (1967) e de Wanderley Filho (1980) para esses corpos.

Os contatos com as demais unidades pré-cambrianas encontram-se encobertos por sedimentos das formações fanerozóicas (Costa *et al.*, 2000; Palheta, 2001).

Os granitóides Jonasa, Japiim e Ourém, anteriormente associados ao Evento Brasileiro do Eopaleozóico-Neocambriano (Costa *et al.*, 2000), forneceram idades médias Pb-Pb em zircões de  $2.061 \pm 8$  Ma. para o Granito Jonasa,  $2.084 \pm 5$  Ma. para o Granito Japiim, e idades predominantemente entre 1.840 e 2.011 Ma. para o Granitóide Ourém. Essas datações, em combinação com estudos petrográficos desses granitóides, permitem agrupar os mesmos em uma mesma suite ígnea paleoproterozóica constituída por granitóides do tipo “S” (Palheta, 2001).

### **3.1.8. Suite Alcalina Boca Nova**

A Suite Alcalina Boca Nova foi originalmente descrita por Jorge João (1980), aflorando na margem direita do rio Guamá, às proximidades da Vila de Boca Nova, no Município de Garrafão do Norte, Estado do Pará.

Consiste de um nefelina-sienito gnaisse, leucocrático, de granulação média a grossa, cortado por mobilizados pegmatóides concordantes e discordantes com a foliação. Apresentam foliação milonítica paralelizada a um bandamento milimétrico a decimétrico definido pela alternância de faixas ricas em biotita com faixas empobrecidas em minerais máficos. Esses veios mobilizados quartzo-feldspáticos descrevem dobras pitigmáticas e estruturas *pinch-and-swell* definidos por essas vênulas dentro do corpo sienítico (Costa *et al.*, 2000).

As relações de contato dessas intrusões com suas encaixantes não são conhecidas, pois seus contatos estão recobertos por sedimentos fanerozóicos (Costa *et al.*, 2000).

Uma idade Rb/Sr em rocha total de  $723 \pm 30$  Ma. foi definida por Villas (1982), a qual foi interpretada como idade mínima para essa unidade. Uma idade Rb/Sr em biotitas de  $518 \pm 10$  Ma. obtida por Jorge João (1980) foi interpretada por Villas (1982) como efeito do evento tectono-termal Brasileiro na região.

### **3.1.9. Formação Igarapé de Areia**

Definida por Abreu *et al.* (1980), esta unidade consiste de arcóseos, arenitos, conglomerados e pelitos, estes últimos em quantidades subordinadas. Essas rochas ocorrem ao sul da BR-316, no interflúvio dos rios Gurupi e Piriá.

As estruturas sedimentares dessas rochas foram desenvolvidas em um sistema deposicional desértico quente com leques aluviais, rios entrelaçados e lagos (Pastana, 1995).

Os contatos da Formação Igarapé de Areia com as unidades adjacentes são predominantemente tectônicos ao longo de um sistema de falhas normais e de cavalgamento NW-SE e falhas de transferência NE-SW (Pastana, 1995).

Abreu (1990) considera que esta formação foi depositada no final do Evento Transamazônico, como cobertura cratônica no final do Paleoproterozóico a início do Mesoproterozóico. Para Pastana (1995), as rochas desta unidade são correlacionáveis à Formação Viseu, tendo sido depositadas no Mesoproterozóico ao Neoproterozóico.

#### **3.1.10. Formação Viseu**

Abreu *et al.* (1980) definiram esta unidade como uma seqüência de metarenitos com estratificações cruzadas marcadas por filmes de minerais pesados, onde se destacam níveis conglomeráticos, localmente arcoseanos. Níveis pelíticos subordinados foram descritos nas porções superiores do pacote sedimentar.

Estas rochas têm ocorrência superficial restrita, aflorando no interflúvio dos rios Gurupi e Piriá, na rodovia Bragança-Viseu.

As rochas desta formação apresentam estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e planoparalelas de médio e grande porte, formadas em um sistema continental desértico com leques aluviais, rios entrelaçados e lagos (Pastana, 1995).

Segundo Pastana (1995), os contatos com as unidades adjacentes são de natureza tectônica, controlados pelo mesmo sistema de falhas NW-SE e NE-SW referentes aos contatos da Formação Igarapé de Areia.

#### **3.1.11. Granito Maria Suprema**

O Granito Maria Suprema é um granitóide com duas micas, intensamente deformado, descrito por Pastana (1995), cujo afloramento tipo está localizado no médio curso do rio Gurupi na cachoeira homônima.

Do ponto de vista petrográfico, o Granito Maria Suprema apresenta variedades composicionais que se estendem do campo dos sienogranitos ao dos tonalitos (Pastana, 1995). Para estes autores, a presença de muscovita e andaluzita nessa rocha é indicativa de paraderivação. Esse corpo foi interpretado como um produto de fusões parciais sincolisionais em níveis profundos da crosta superior.

O Granito Maria Suprema foi fortemente deformado no contexto do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. A foliação varia em intensidade de milonítica a ultramilonítica, sendo particularmente destacada pela presença abundante de micas.

Este corpo apresenta forma lenticularizada concordante com a estruturação regional, sendo descrito como um jazimento estratóide dentro do Complexo Maracaçumé. Os contatos estruturais com essa unidade foi inferido a partir de interpretações de produtos de sensoriamento remoto (Pastana, 1995).

Pastana (1995) posicionaram esta unidade no Paleoproterozóico, interpretando-as como produto de anatexia do Complexo Maracaçumé. Datações Rb-Sr (não-conclusivas) realizadas por Klein & Moura (2001b) determinaram idade mínima de  $1.710 \pm 32$  Ma. para a colocação desse granitóide.

### 3.1.12. Suite Brasileira: Granitóide Ney Peixoto

A chamada Suite Intrusiva Brasileira foi definida por Costa *et al.* (2000) reunindo os corpos granitóides Cantão, Japiim, Ourém, Jonasa e Ney Peixoto, encontrados no domínio do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Esses corpos foram interpretados como representantes do Evento Brasileiro na região.

Entretanto, como exposto anteriormente, os recentes trabalhos de datação isotópica de Palheta (2001) mostraram idades paleoproterozóicas para esses granitóides, exceto para o Granitóide Ney Peixoto que forneceu uma idade Pb-Pb média de  $549 \pm 4$  Ma., sendo portanto, o único desses corpos ígneos com idade isotópica compatíveis com o Evento Brasileiro (Palheta, 2001).

**Granitóide Ney Peixoto** – Este corpo intrusivo aflora na margem esquerda do Rio Guamá, na pedreira homônima, no Município de Irituia. Petrograficamente, o Granitóide Ney Peixoto é um sienogranito peraluminosos (Villas, 1982) com duas micas. Apresenta foliação

definida pela orientação de micas, em um padrão anastomótico, em torno de agregados granoblásticos quartzo-feldspáticos de granulação média a grossa. Diques pegmatíticos de composição sienogranítica, dimensões métricas, e tardios em relação à deformação, cortam esse granitóide (Costa *et al.*, 2000).

As relações de contato com as rochas encaixantes não são conhecidas por estarem encobertas pelos sedimentos da Formação Barreiras (Costa *et al.*, 2000).

### **3.1.13. Formação Piriá**

Segundo Costa *et al.* (1977), esta unidade compreende uma seqüência de rochas sedimentares composta por grauvas, arcóseos e sub-arcóseos, com sedimentos finos e pelitos associados.

Essas rochas encontram-se expostas em cortes de estrada ao longo da BR-316, entre as cidades de Santa Luzia e o rio Gurupi, no Estado do Pará, e em leitos de rios nessa mesma região. São rochas predominantemente, psamíticas, principalmente grauvas, arcóseos e subarcóseos, com pacotes subordinados de conglomerados e siltitos. Níveis de marga intercalam-se aos pelitos (Pastana, 1995).

Essa seqüência sedimentar foi depositada em clima seco e possivelmente frio, tendo como fonte sedimentos provenientes das desagregação rochas do Complexo Maracaçumé e das supracrustais do Grupo Gurupi. Posteriormente, essas rochas foram submetidas a condições de anquimetamorfismo, possivelmente soterradas a uma profundidade mínima de 5 km (Truckenbrodt & Corrêa, 1985).

As rochas da formação Piriá encontram-se em zonas deprimidas e limitadas por falhas, aparentemente sem grandes rejeitos verticais. Essa unidade assenta-se discordantemente sobre rochas do Grupo Gurupi (Pastana, 1995).

Pastana (1995) propôs a reunião dos sedimentos desta formação com aqueles da Seqüência Camiranga de Igreja (1985) em uma mesma unidade denominada de Grupo Serra Grande. Estes autores correlacionaram os sedimentos da Formação Piriá e da Seqüência Camiranga à unidade basal da bacia paleozóica do Parnaíba, de onde vem a denominação Grupo Serra Grande por eles proposta.

A correlação da Formação Piriá com os sedimentos da Bacia do Parnaíba pode ser precipitada. Esses sedimentos ocorrem em terrenos geograficamente distantes entre si e apresentam características litológicas e faciológicas distintas daquelas observadas no Grupo Serra Grande conforme descrição de Caputo & Lima (1984).

### **3.1.14. Coberturas Fanerozóicas**

As unidades estratigráficas e seqüências sedimentares, agrupadas sob a denominação informal de “Coberturas Fanerozóicas” por Palheta (2001), consistem de rochas sedimentares clásticas e químicas depositadas nas amplas bacias sedimentares que circundam as janelas erosivas pré-cambrianas da região. O detalhamento destas seqüências está fora do escopo deste trabalho, uma vez que as mesmas têm relevância menor para o entendimento da geologia pré-cambriana da área de estudo. Estas unidades compreendem distintamente o Arenito Guamá (Cambriano), a Formação Itapecuru (Cretáceo), a Formação Pirabas (Terciário), a Formação Barreiras (Terciário) e os sedimentos Pós-Barreiras e aluviões recentes (Quaternário). A Seqüência Camiranga, de idade comprovadamente siluriana, encontra-se também inserida nesse grupo pelo fato da mesma estar temporalmente distante dos eventos *tectonoestruturais* e litogénéticos principais responsáveis pela formação das unidades litoestratigráficas e feições estruturais maiores do Pré-Cambriano da região.

## **3.2. COLUNA ESTRATIGRÁFICA PARA O PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO DO GURUPI ADOTADA NO PRESENTE TRABALHO**

Em virtude das observações feitas nos subitens anteriores, tendo em vista as datações radiométricas mais recentes, não foi possível adotar integralmente uma das propostas estratigráficas anteriormente formuladas. Considerando-se as observações dos próprios autores que as propuseram será apresentada no Quadro 04, a seguir, uma proposta de empilhamento estratigráfico simplificado, mais adequado aos propósitos do presente trabalho.

A coluna estratigráfica apresentada a seguir consiste essencialmente da proposta estratigráfica modificada de Klein & Moura (2001a), de modo a contemplar as datações mais recentes e as formulações de Palheta (2001) a respeito da Suite Tracuateua, que poderia então

englobar outros granitóides recentemente datados como de idades transamazônicas, e a Suite Brasileira que se resumiria ao Granitóide Ney Peixoto. O Tonalito Itamoari de Pastana (1995) encontra-se inserido na Suite Tromaí, como já havia sido sugerido até mesmo por Pastana (1995) que o individualizou, uma vez que não se sustenta a separação em uma unidade à parte da Suite Tromaí com base em critérios deformacionais. A seqüência vulcanossedimentar do Gurupi foi também mantida na categoria de *grupo* para os fins a que se propõe este trabalho, uma vez que seus litotipos encontram-se fortemente transpostos e aleitados tectonicamente na área de estudo sendo de difícil individualização em subunidades no âmbito do segmento direcional do cinturão. O Grupo Aurizona foi mantido a parte em função deste mostrar idade radiométrica cerca de 80 Ma. mais antiga que aquelas determinadas em rochas vulcânicas do Grupo Gurupi. O Complexo Maracaçumé foi igualmente mantido, uma vez que sua eventual extinção, conforme proposta por Gorayeb *et al.* (1999), necessita de mais estudos *in loco* em escala regional e estudos litoquímicos e isotópicos que a sustentem de modo mais criterioso.

		Idade	Unidades Estratigráficas
PALEOZÓICO			Seqüência Camiranga
	SUPERIOR	549 + 4 Ma.	Gran. Ney Peixoto Fm. Piriá Alcalina Boca Nova
	MÉDIO		Fm. Viseu / Fm. Igarapé de Areia
PROTEROZÓICO	INFERIOR	>1.710 Ma. 1.944-2.070 Ma. 2.079-2.130 Ma. 2.148-2.165 M.a 2.148-2.160 Ma. 2.240 Ma.	Gran. Maria Suprema Suite Tracuateua Suite Rosário Suite Tromai Grupo Gurupi Grupo Aurizona
ARQUEANO			Complexo Maracaçumé

Quadro - 04. Coluna estratigráfica simplificada do Pré-Cambriano e Eopaleozóico da região do Gurupi adotada no presente trabalho. Modificada a partir de Klein & Moura (2001a).

### 3.3. ESTRUTURAÇÃO REGIONAL

Desde que as primeiras datações geocronológicas apontaram a existência de um núcleo cratônico paleoproterozóico, bordejado por uma faixa de dobramentos de idade neoproterozóica (Almeida, 1967 e 1969, 1984; Almaraz & Cordani, 1969), o quadro estrutural das janelas pré-cambrianas do Gurupi tem sido apresentado em termos de dois domínios *tectonoestruturais* distintos referidos como (a) *domínio cratônico* e (b) *domínio móvel* (Figura 3.2).

A abordagem da estruturação regional do Gurupi, a seguir, concentrar-se-á nos aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas desses domínios tectonoestruturais pré-cambrianos, com comentários adicionais sobre a estruturação das bacias cretácicas adjacentes e sobre a neotectônica atuante na região.

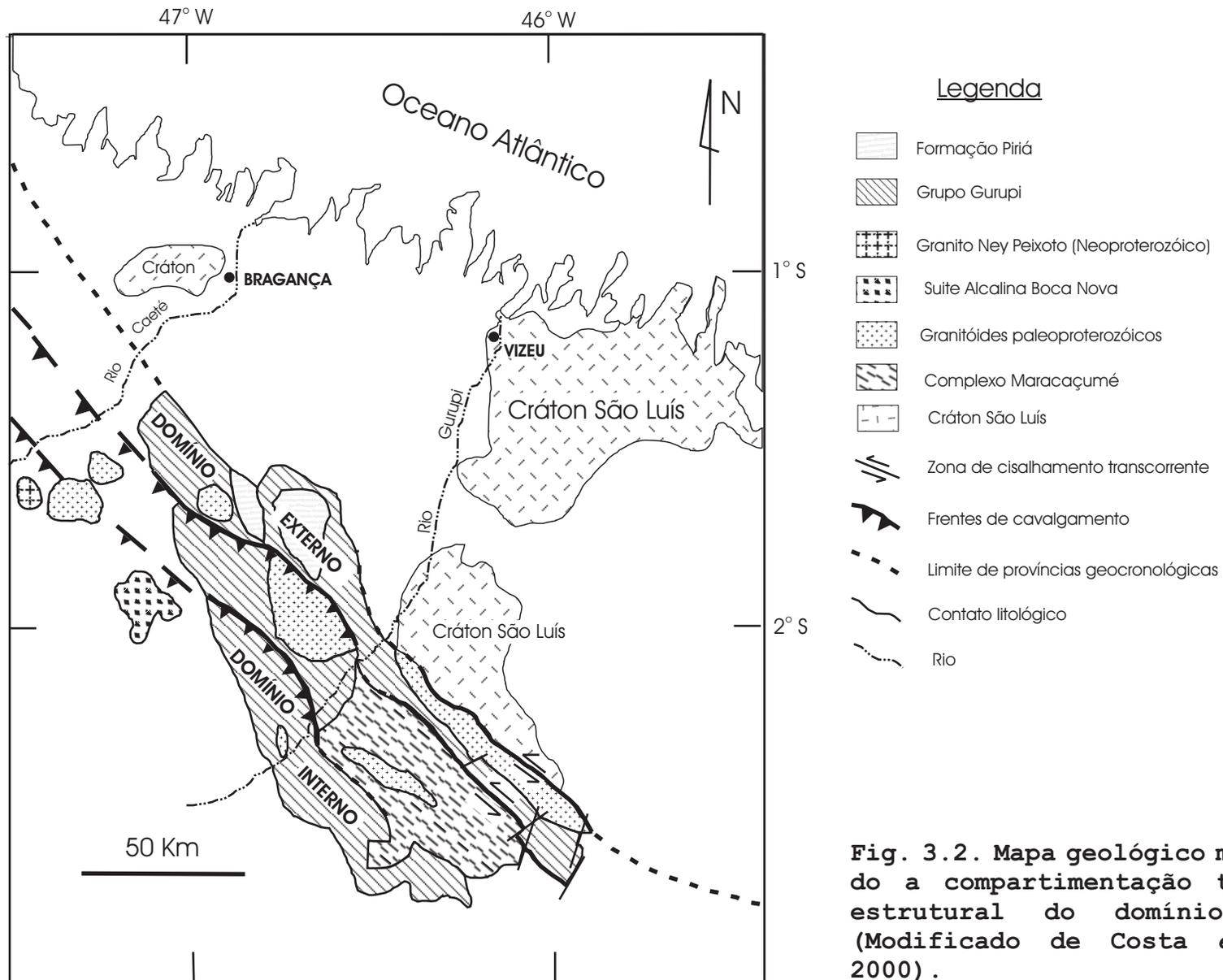
#### 3.3.1. Domínio Cratônico

Esta unidade tectônico-estrutural traz, em linhas gerais, a idéia de um domínio essencialmente cratônico que guarda os elementos das definições da Plataforma de São Luís de Almeida (1968) e do Cráton São Luís de Cordani *et al.* (1968), como um segmento crustal sem evidências de retrabalhamento tectônico significativo em escala regional no Ciclo Brasileiro.

As estruturas descritas neste segmento estão impressas nos litotipos da Suite Tromai, Suite Rosário e Suite Tracuateua, Grupo Aurizona, e das Formações Viseu e Igarapé de Areia (Gorayeb *et al.*, 1999; Palheta, 2001).

O domínio cratônico caracteriza-se pela predominância das feições texturais isotrópicas. A deformação observada está restrita a zonas de cisalhamento discretas de dimensões métricas ou mesmo submétricas ao longo das direções NE-SW, NNE-SSW, NW-SE, N-S (Abreu, 1990; Borges *et al.*, 1996; Costa *et al.*, 2000; Palheta, 2001).

Segundo Abreu (1990), a estruturação regional diverge desse padrão apenas nas proximidades do limite sudoeste deste domínio, na zona de influência dos processos deformacionais ocorridos no segmento direcional do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, onde as discontinuidades e a foliação milonítica orientam-se fundamentalmente segundo a direção NW-SE. As estruturas planares e lineares principais observadas nessas unidades litoestratigráficas



**Fig. 3.2. Mapa geológico mostrando a compartimentação tectono-estrutural do domínio móvel (Modificado de Costa et al., 2000).**

correspondem, respectivamente, a foliações miloníticas e lineações de estiramento mineral (Palheta, 2001).

Nos Granitóides de Tracuateua a foliação tem direção entre N30°–40°E com mergulhos que variam de 75° a subverticais com lineação de baixo *rake*. À medida que se afasta de Tracuateua observa-se foliação N70°W e WNW-ESE com mergulho de 50° a 58° para SW e SSW; e lineações S60°W com caimento de 30° (Borges *et al.*, 1988; Costa *et al.*, 2000).

Gorayeb *et al.* (1999) descreveram um padrão estrutural semelhante nas rochas da Suite Rosário, onde foliações miloníticas apresentam direção N50°–70°E com mergulhos de 60° a 70° para SE associadas a lineações de estiramento com valores de mergulho variando entre 30° a 35° para SW.

O acamamento dos arenitos da Formação Viseu mergulham tanto para SW quanto para NE descrevendo dobras abertas com planos axiais subverticais, cujos eixos estão orientados segundo NNE-SSW (Abreu, 1990).

A Formação Igarapé de Areia, situada nas adjacências da zona de transição do cráton para a zona móvel, encontra-se intensamente deformada, sob influência do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Nessa região o acamamento inclina-se entre 20° e 40°, tanto para NE quanto para SW, desenhando dobras abertas antiformais e sinformais de dimensões quilométricas com planos axiais subverticais e eixos geralmente ao longo das direções N40°-50°W (Abreu, 1990).

Pastana (1995) também denominaram este domínio tectonoestrutural como Terreno Granito-*Greenstone* do Noroeste do Maranhão, correlacionável geográfica e tectonicamente à Plataforma de São Luís de Almeida *et al.* (1967) ou Cráton São Luís de Cordani *et al.* (1968).

### 3.3.2. Domínio Móvel

Embora hoje em dia a importância e extensão do Evento Brasileiro na região do Gurupi venha sendo questionada (Gorayeb *et al.*, 1999; Klein & Moura, 2001a; Palheta, 2001), o domínio móvel foi essencialmente definido como produto dessa orogenia e, por conseguinte, como portador das assinaturas geocronológicas e estruturais desse evento (Cordani *et al.*, 1968; Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984, Abreu, 1990).

A denominação de *domínio móvel*, do modo como freqüentemente é empregada na literatura geológica sobre a região, tem apresentado problemas conceituais por carecer de uma definição mais precisa. Proliferam várias denominações e definições para referir-se a esse domínio, tornando algumas vezes difícil o acompanhamento do entendimento da geologia das janelas pré-cambrianas da região do Gurupi.

Ademais, alguns autores não empregaram de maneira precisa os conceitos de *faixa de dobramentos* (ou *cinturão orogênico*), referindo-se a um *conjunto de rochas*, em conflito com conceitos estruturais tais como *zonas transcorrentes* e *zonas de cavalgamento*, que correspondem a *conjuntos de estruturas*, mesclando dessa maneira termos litotectônicos com termos tectonoestruturais.

Os primeiros estudos sistemáticos definiram para a região, originalmente, uma faixa de dobramentos, a qual denominaram de **Faixa de Dobramentos Gurupi** (Almeida *et al.*, 1967; Cordani *et al.*, 1968), descrevendo-a como uma faixa que contorna o *núcleo cratônico* de São Luís.

Almeida *et al.* (1977) e Cordani *et al.* (1968) descreveram a geologia pré-cambriana da região em termos de dois domínios geológicos e geocronológicos distintos separados por uma **faixa de rochas cataclásticas**.

Hasui *et al.* (1984) individualizaram a **Faixa de Dobramentos Santa Luzia-Viseu** como uma unidade estrutural à parte para destacar os dobramentos com orientação NNE-SSW e vergência para ESE no nordeste do Estado do Pará. Estes autores definiram também a **Zona de Cisalhamento Tentugal** como uma zona que separa as províncias geocronológicas de Cordani *et al.* (1968), marcando a passagem do bloco cratônico para a zona móvel. Abreu & Lesquer (1985) também fizeram menção à Zona de Cisalhamento Tentugal, mas descreveram-na como uma **zona de falha**.

Borges *et al.* (1988) diferenciaram pela primeira vez dois domínios estruturais distintos dentro do *domínio móvel*, por eles denominados de **Domínio I** e **Domínio II**. O *Domínio I* compreende estruturas resultantes de processos de cisalhamento dúctil heterogêneo de baixo ângulo, associados a sistemas de cavalgamento, ao passo que o *Domínio II* consiste de estruturas de alto ângulo relacionadas a um sistema transcorrente com forte orientação NW-SE.

Costa *et al.* (1988) cunharam a denominação de **Faixa de Cisalhamento Tentugal** para descrever um feixe de zonas de cisalhamento de alto ângulo com movimentação sinistral, em

contraponto ao domínio de baixo ângulo, este último denominado pelos mesmos autores como **Cinturão de Cisalhamento Gurupi**, dentro do domínio móvel na Folha SA.23-Y-B.

Pastana (1995) ao compartimentar as *janelas* pré-cambrianas mapeadas denominaram essa *zona de deformação* como **Cinturão de Cisalhamento Tentugal**, estendendo sua abrangência a todo o segmento informalmente conhecido sob a denominação de *domínio móvel*. Essa proposta substituiu a Zona de Cisalhamento Tentugal de Abreu & Lesquer (1985), da Faixa de Cisalhamento Tentugal de Costa *et al.* (1988) e da Faixa de Dobramentos Gurupi de Hasui *et al.* (1984).

Existem ainda outras denominações menos difundidas na literatura geológica para descrever as feições que compõem o *domínio móvel*, tais como: (a) **Cinturão de Cisalhamento Chega-Tudo** (Pastana *et al.*, 1994), proposta para o Cinturão de Cisalhamento Tentugal de Pastana (1995), com dois domínios, um imbricado e outro transcorrente; (b) **Faixa de Cisalhamento Gurupi** (Costa & Ricci, 1995), definida como um *mosaico de fragmentos litosféricos* (Complexo Maracaçumé) que colidiram com um arco magmático (Cráton São Luís), invertendo a *Bacia Gurupi* (Grupo Gurupi), sendo finalmente suturado por granitos sintangenciais (Suite Tracuateua); (c) **Corredor de Cisalhamento Japiim**, também definido no trabalho acima mencionado, foi descrito como uma *sutura transcorrente* NW-SE na qual culminou todo o processo de amalgamação observado, com a agregação de blocos crustais mais jovens no Evento Brasileiro; (d) **Orógeno Gurupi** (Costa *et al.*, 1996b; Costa *et al.*, 2000), referido como um *orógeno pericratônico* coincidente com a *Faixa de Cisalhamento Gurupi*, definida pelos mesmos autores como contraponto ao terreno tectonicamente mais estável do Cráton São Luís.

A denominação **Cinturão de Cisalhamento Gurupi** vem se consolidando na literatura geológica mais recente sobre a região (Borges *et al.*, 1996; Costa *et al.*, 1996a; Ferreira Jr., 1996; e Ferreira Jr. *et al.* 1996); Gorayeb *et al.*, 1999; Palheta, 2001; Klein & Moura, (2001a e 2001b), referindo-se a essa unidade tectonoestrutural, compartimentada em dois domínios: (1) formado em regime de cisalhamento oblíquo e, (2) sob deslocamento essencialmente direcional, que teriam evoluído do primeiro para o segundo regime por processos de deformação progressiva.

Essa concepção do Cinturão de Cisalhamento Gurupi foi adotada neste trabalho para designar essa unidade tectonoestrutural maior das *janelas* pré-cambrianas da região.

Trabalhos de Costa *et al.* (1988), a partir das descrições de Borges *et al.* (1988), definiram dois eventos de cisalhamento de abrangência regional, onde o primeiro seria responsável pela formação de uma foliação milonítica WNW-ESSE, com mergulho médio de 40° para SSW. Esse segmento foi denominado Cinturão de Cisalhamento Gurupi. O segundo evento estaria associado com a formação um feixe de zonas de cisalhamento sinistrais subverticais com direções NW-SE, WNW-ESE, E-W e N-S, e seria geneticamente associado ao evento cisalhante responsável pela implantação da Faixa de Cisalhamento Tentugal.

Para Pastana (1995), tanto a Faixa de Cisalhamento Tentugal quanto o Cinturão de Cisalhamento Gurupi, corresponderiam ao próprio domínio móvel, representando um compartimento geotectônico formado a partir da atuação de um regime compressivo oblíquo com movimentação de massa de SW para NE em consequência do cavalgamento do Bloco Belém sobre o Bloco São Luís, consistindo basicamente das mesmas idéias de Costa *et al.* (1988).

Segundo essa propoosta, o sistema imbricado é marcado por uma forte foliação milonítica NW-SE com mergulho entre 30° e 50° para SW e destacada lineação de estiramento mergulhando para SSW com valores de 20° e 45°. Tal configuração define um sistema de cavalgamento desenvolvido em regime compressivo oblíquo, por meio do qual se deu o alçamento das rochas da crosta inferior até níveis crustais mais rasos (Pastana, 1995).

O sistema transcorrente, por sua vez, compreende os segmentos nos quais está registrada a movimentação direcional de caráter essencialmente sinistral ocorrida no âmbito do domínio móvel do Gurupi, coincidente com a Faixa de Cisalhamento Tentugal nos termos definidos por Costa *et al.* (1988). Este subdomínio está marcado pela presença de uma foliação milonítica pervasiva com direção preferencial NW-SE com altos valores de mergulho para SW e raramente para NE, com destacada lineação de estiramento horizontal e subhorizontal mergulhando tanto para SE quanto para NW (Pastana, 1995).

### **3.3.3. Estruturação das bacias sedimentares Bragança-Viseu e São Luís**

Aranha *et al.* (1988) descreveram o arcabouço estrutural das bacias sedimentares cretácicas Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova, esta última na margem continental, como um

complexo de fossas alongadas na direção NW delimitado por *falhamentos distensionais* de mesma orientação (Figura 3.3).

A análise dos dados gravimétricos e de sondagem da bacia Bragança-Viseu aponta para existência de um rifte assimétrico alongado com depocentro direcionado para NW (Aranha *et al.*, 1988). A bacia de São Luís, devido a sua maior complexidade estrutural foi dividida em três segmentos distintos: (a) a porção noroeste desta bacia, que foi descrita, com base em dados gravimétricos, como um gráben limitado por falhamentos normais com direção NW; (b) a porção central apresenta um padrão estrutural mais complexo, definido por falhas normais de direção NW, deslocadas por *falhas transcorrentes* e *transferentes* de direção E-W. Dobras e falhas reversas foram também identificadas nesse setor, definindo um padrão *en échelon* com direção NE; e (c) o segmento Leste tem padrão estrutural semelhante àquele observado no segmento central (Aranha *et al.*, 1988).

#### **3.3.4. A neotectônica na região do Gurupi**

Ferreira Jr. *et al.* (1996) descreveram elementos estruturais produzidos por movimentos do Terciário Superior e Quaternário, observados na região noroeste do Maranhão, nas bacias dos rios Gurupi e Mearim.

As estruturas do Terciário correspondem a falhas normais de direção NW-SE, inclinadas para NE que delimitam o depocentro onde se alojaram os sedimentos do Grupo Barreiras (Ferreira Jr., 1996; Costa *et al.*, 1996a). A progressão dos movimentos tectônicos causou um recuo na linha de costa e ampliação da rede de drenagem, dominada por elementos hidrográficos preferencialmente orientados nessa direção NE-SW.

A neotectônica do Quaternário está relacionada à implantação de uma bacia transtensiva romboédrica, do tipo *pull-apart* (Figura 3.4), com bordas norte e sul definidas por falhas dextrais transcorrentes E-W e as nordeste e sudoeste marcadas por falhas normais NW-SE (Ferreira Jr., 1996; Ferreira Jr. *et al.*, 1996; Costa *et al.*, 1996a). Segundo Hasui (1990), esse arranjo estrutural está relacionado ao binário dextral de direção E-W gerado pela movimentação da Placa Sul-Americana para oeste a partir do Terciário Superior.

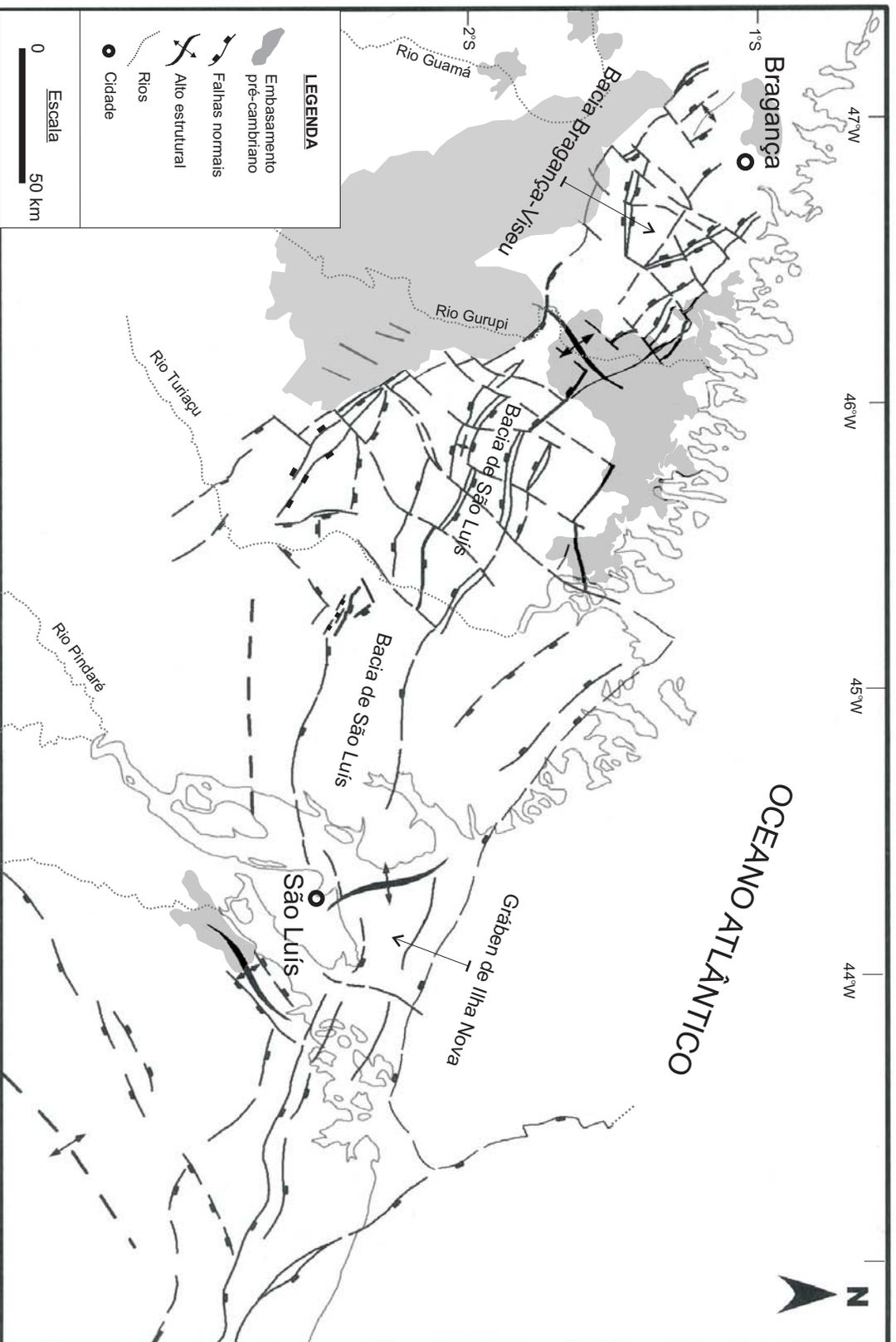


Fig. 3.3. Arcabouço estrutural do sistema de grâbens da região do Gurupi (Lima & Aranha, 1993, modificado por Soares Jr., 2002)

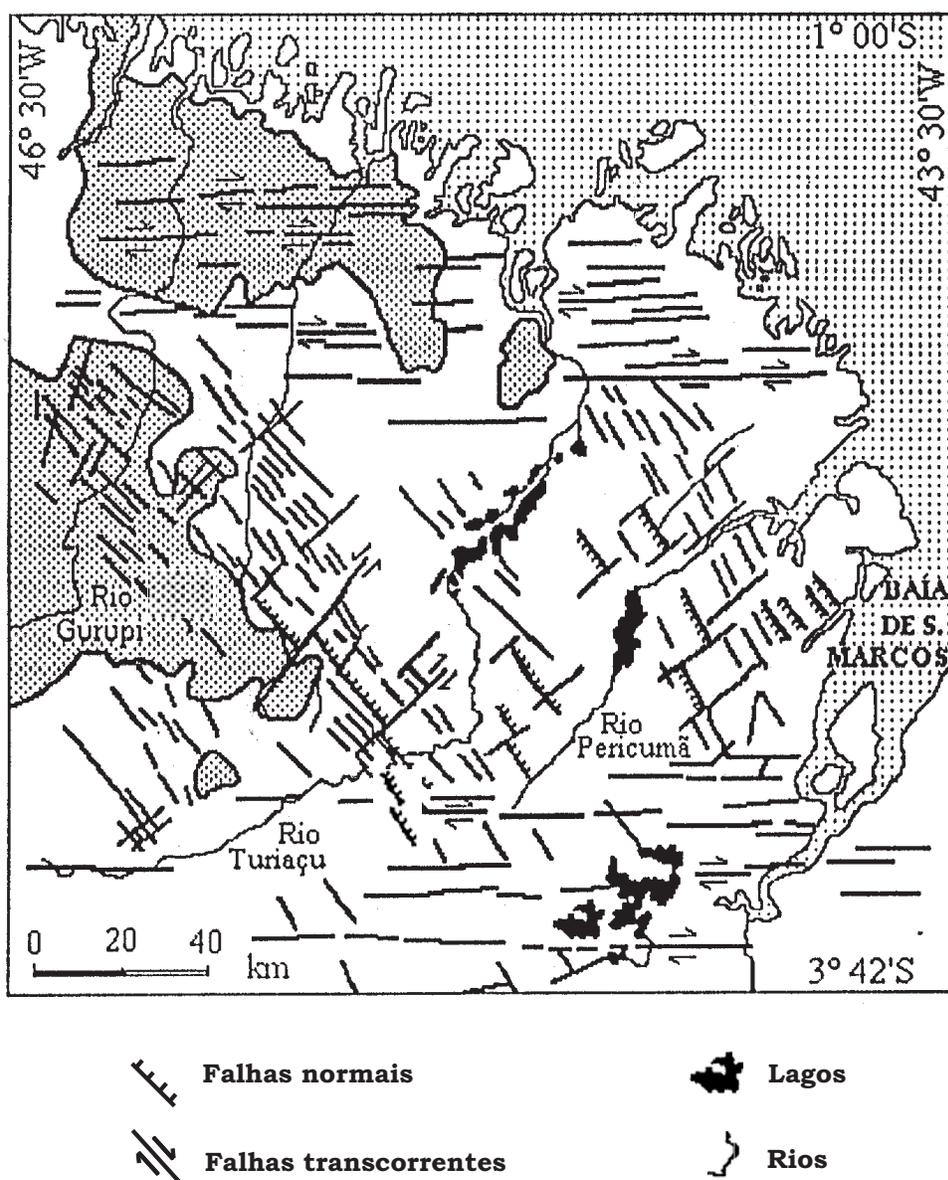


Fig. 3.4. Mapa da estruturação neotectônica principal do noroeste do Maranhão e nordeste do Pará. Essa mesma estruturação define a geometria romboédrica da Bacia *pull-apart* de Pinheiro (Modificado de Ferreira Jr. et al., 1996).

### 3.4. O CRÁTON OESTE-AFRICANO

A geologia das janelas pré-cambrianas da região do Gurupi está intimamente relacionada àquela do oeste da África. Sob esse ponto de vista, o Cráton São Luís é visualizado como um fragmento do Cráton Oeste-Africano (Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990; Palheta, 2001).

Será apresentado a seguir um resumo cronológico dos eventos tectônicos e magmáticos principais que afetaram o Cráton Oeste-Africano. Informações mais extensas sobre o tema podem ser encontradas em Boher *et al.*(1992), Trompete (1994 e 1997), Unrug (1996) e em compilações sobre a geologia do Cráton Oeste-Africano de Abreu (1990) e Palheta (2001).

#### 3.4.1. Configuração geral do Cráton Oeste-Africano

O Cráton Oeste-Africano se estende no sentido norte-sul por cerca de 3.000 km, e no sentido este-oeste, por cerca de 1.500 km. Este consiste de um núcleo cratônico de idade arqueana-paleoproterozóica circundado por faixas mesoproterozóicas (Figura 3.5).

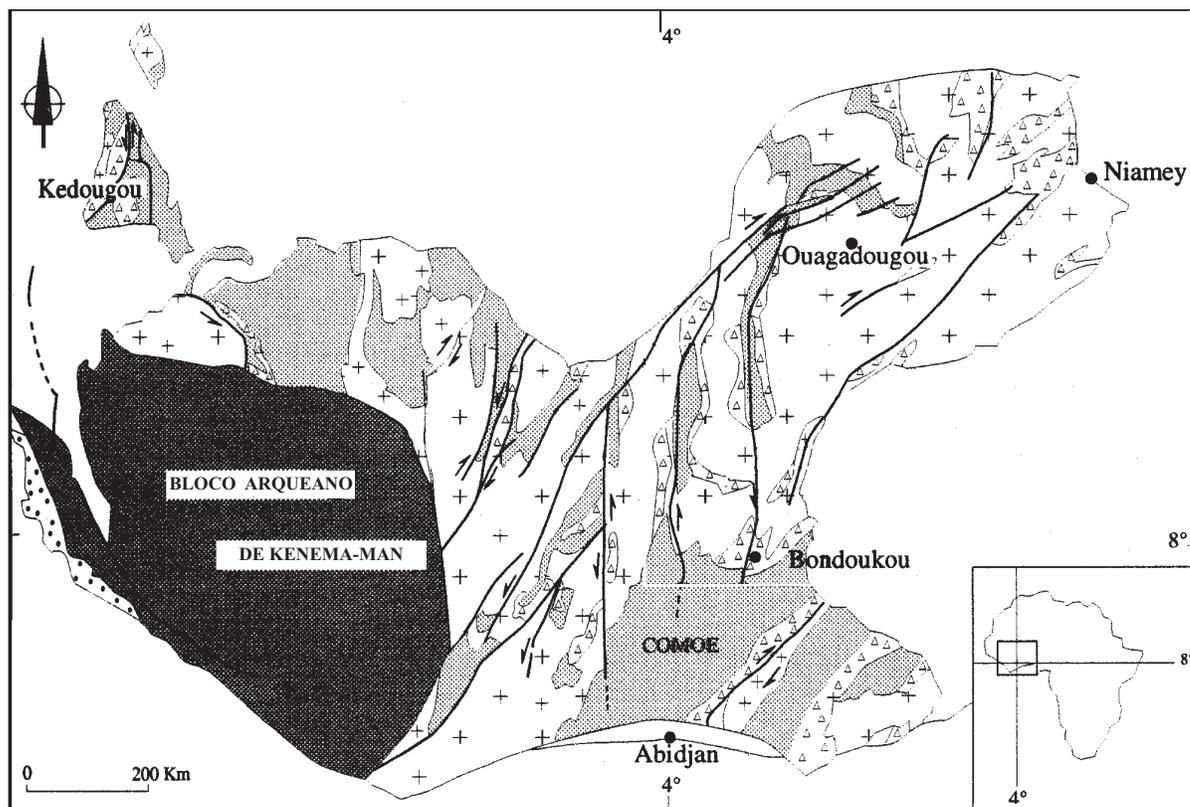
Esse segmento cratônico está dividido em dois blocos principais: (a) o segmento norte, denominado Bloco Reguibat; e (b) o segmento sul, denominado Bloco Man-Léo (Trompete, 1994, Unrug, 1996).

O Bloco Man-Léo é o segmento crustal de maior interesse para o entendimento da geologia da região do Gurupi por corresponder à extensão crustal *pré-deriva* do Cráton São Luís. Por essa razão uma apresentação sucinta da geologia deste bloco se encontra nos subitens a seguir.

##### 3.4.1.1. O Bloco Man-Léo

O Bloco Man-Léo foi compartimentado em três unidades *crono-estratigráficas*: (a) Liberiana;(b) Birrimiana; e (c) Tarkwiana (Trompete, 1994).

**Unidade Liberiana (Bloco Kenema-Man)** – De idade arqueana, esta unidade que está bem caracterizada na região da Libéria é a mais antiga do Bloco Man-Léo. Compreende granito-gnaisses, granulitos, lentes de paragneisses associados com xistos e anfibolitos, metamorfizados



- |   |   |                         |   |  |                       |
|---|---|-------------------------|---|--|-----------------------|
| 1 |  | Arqueano                | 4 |  | Bacias sedimentares   |
| 2 |  | Granitóides             | 5 |  | Pós Paleoproterozóico |
| 3 |  | <i>Greenstone belts</i> |   |  |                       |

Fig. 3.5. Mapa geológico do Cráton Oete Africano mostrando as unidades lito-estratigráficas paleoproterozóicas do Evento Eburneano-Transamazônico em torno do bloco arqueano Kenema-Man (Modificado de Vidal et al., 1996).

na fácies anfíbolito a granulito. As idades mais freqüentes estão entre 2.800 Ma. a 2.700 Ma., embora datações do metamorfismo em Serra Leoa tenham dado idades de 3.000, 2.800 e 2.200 Ma., sendo esta última representativa do Evento Eburneano.

Na Costa do Marfim encontram-se quartzitos ferruginosos, piroxenitos, anfíbolitos, leptinitos, migmatitos, charnockitos e gnaisses dioríticos intrudidos por granitos. Em rochas dessa região, foram registrada idades de 3.200 a 3.000 Ma. (Kouamelan *et al.*, 1997).

**Unidade Birrimiana** - Esta unidade está localizada nas porções centrais e leste do Bloco Man-Léo, em Gana, Costa do Marfim, Senegal, Mali e Burkina Faso (Figura 3.5).

Os Terrenos Birimianos consistem de uma seqüência vulcanossedimentar metamorfizada em condições de fácies xisto-verde entre 2.175 e 2.100 Ma. (Trompete, 1994). Seus litotipos compreendem ardósias, xistos, metatufos, metagrauvas, metabasaltos e metandesitos. Esta seqüência está subdividida em duas subunidades referidas como seqüência B1 e seqüência B2 (Feybesse & Milési, 1994).

A seqüência B1 está na base e é predominantemente sedimentar com basaltos toleíticos. São intercalações de depósitos vulcanossedimentares com basaltos toleíticos e carbonatos. A seqüência B2 compreende rochas básicas, ou toleíticas bimodais, e vulcânicas tardias de composição cálcio-alcálica associadas a sedimentos flúvio-deltaicos, estes últimos posicionados no topo da seqüência.

Três granitogêneses são reconhecidas no registro geológico dos terrenos Birimianos (Trompete, 1994). Duas delas são paleoproterozóicas, de composições cálcio-alcálicas com afinidade mantélica. Uma terceira granitogênese intracratônica, de natureza alcálica a hipercálcica, ocorreu no Mesoproterozóico. Dessas granitogêneses, aquelas de idade paleoproterozóicas são as mais importantes e compreendem: (a) os granitóides tipo *Dixcove* ou *Belt*. São intrusões com idades entre 2.179 e 2.126 Ma., cálcio-alcálicas, predominantemente sódicas, que correspondem a granitóides contendo biotita, ou biotita e hornblenda, associados a granodioritos, dioritos, quartzodioritos, tonalitos e trondjemitos, e (b) os granitóides tipo *Cape Coast* ou *Basin*, que agrupam intrusões com idades entre 2.116 Ma. e 2.073 Ma. São granitos com duas micas, leucogranitos, monzogranitos e granodioritos também de composições cálcio-alcálicas, predominantemente potássicos e aluminosos, intrudidos na seqüência vulcanossedimentar como corpos *tardicinemáticos*, geralmente formando batólitos alongados.

A granitogênese intracratônica alcalina a hiperalcalina se deu no intervalo de 1.800 a 1.500 Ma. e compreende sienitos e granitos associados a zonas de cisalhamento.

Os dados geocronológicos permitiram a identificação de dois eventos *termotectônicos* nos Terrenos Birrimianos: (a) o Evento Burkiniano, entre 2.400 e 2.150 Ma., que envolveu o embasamento arqueano liberiano; e (b) o Evento Eburneano, entre 2.150 e 1.950 Ma., este último correlacionável ao Evento Transamazônico no lado brasileiro (Trompete, 1994).

Vários são os modelos evolutivos propostos para explicar a formação dos Terrenos Birrimianos dentre os quais destacam-se os de Boher *et al.* (1992) e o de Vidal & Alric (1994).

No modelo de Boher *et al.* (1992) a história desses terrenos se inicia em um ambiente oceânico, onde plumas mantélicas deram origem a platôs oceânicos que foram, subseqüentemente, recobertos por sedimentos. Essa crosta oceânica foi subductada, dando lugar a um magmatismo cálcio-alcálico na região. A progressão dessa tectônica tangencial levou à colisão desses platôs e arcos de ilha ao Bloco Kemana-Man.

Para Vidal & Alric (1994) a formação dos Terrenos Birrimianos está relacionada ao desenvolvimento de várias bacias de retroarco. Entretanto, sua história evolutiva começa em um regime transtensional com sedimentação controlada por riftes intracontinentais. Essas bacias evoluíram nesse regime até a formação de fundo oceânico. Posteriormente, deu-se a instalação de uma zona de subducção a noroeste, responsável pela geração de magmas cálcio-alcálico em toda a área dos Terrenos Birrimianos. Em conseqüência disso, as bacias de retroarco formadas entre os segmentos de crosta continental colidiram obliquamente com o núcleo cratônico a noroeste, levando ao desenvolvimento de zonas transcorrentes nos estágios finais desse regime tectônico.

Esses modelos, entretanto, reconhecem presença de arcos de ilha e bacias do tipo retro-arco associadas, como os elementos chave para explicar complexidade litológica e estrutural desse segmento crustal, de modo que os Terrenos Birrimianos podem ser entendidos como uma seqüência de platôs oceânicos e arcos de ilha que atualmente ocorrem como cinturões vulcânicos alóctones acrescidos ao núcleo cratônico arqueano Kenema-Man.

**Unidade Tarkwaiana** – Consiste de uma seqüência sedimentar molássica, a qual representa o estágio final da sedimentação birrimiana. Esta unidade foi dobrada no final do Evento Eburneano (Trompete, 1994).

A base dessa seqüência sedimentar compreende quartzitos, brechas sedimentares, diamictitos e conglomerados auríferos, arenitos feldspáticos com matriz areno-argilosa e *cherts*.

No topo da seqüência, encontram-se quartzitos (com feldspato) de granulação fina, com acamamento destacado por filmes de magnetita, estratificação cruzada, camadas e lentes de xisto cloríticos e sericíticos. A composição dos xistos apontam para uma maior percentagem de componentes clásticos em direção ao topo dessa seqüência sedimentar (Trompete, 1994).

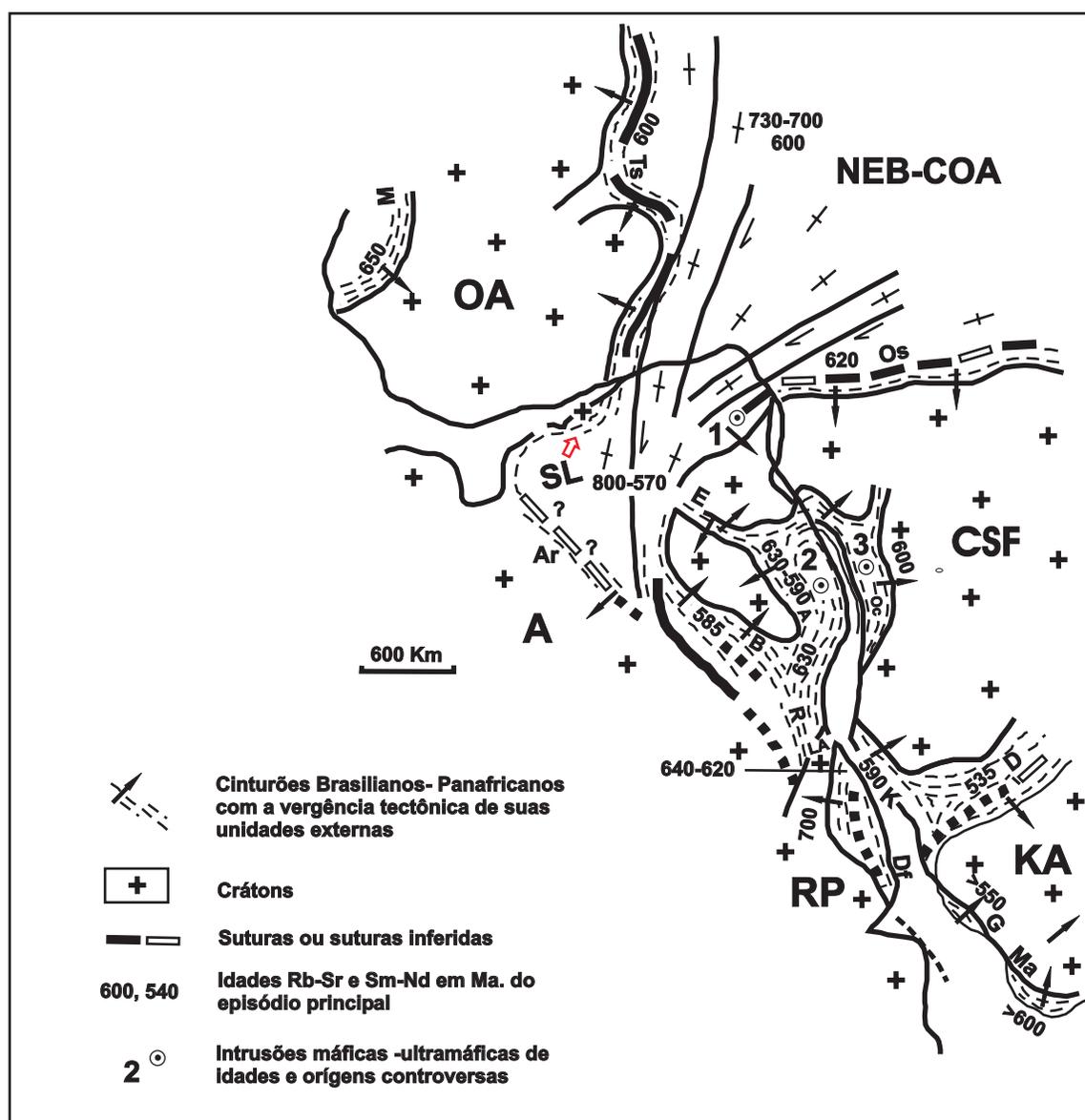
#### 3.4.1.2. As faixas marginais do Crátón Oeste-Africano

As faixas de dobramentos que circundam o Crátón Oeste Africano se formaram principalmente durante o Evento Pan-Africano que corresponde ao Evento Brasileiro na América do Sul. Esse evento se estendeu por todo o Neoproterozóico, culminando com a união dos segmentos crustais africanos e sul-americanos, durante a formação do supercontinente Gondwana (Figura 3.6), entre o Cambriano e o Ordoviciano (Brito Neves & Cordani, 1991).

Delimitando o Crátón Oeste-Africano a oeste, estendem-se as faixas pan-africanas Bassarides, Rockelides e Mauritanides. A leste, estendem-se as faixas Anti-Atlas, Ougarta, Farusiana e Dahomeyides, também de idades pan-africanas, que compõem o Cinturão de Dobramentos Trans-Sahara. A faixa Dahomeyides alcança a costa atlântica do Continente Africano, sendo correlacionável àquelas de idade brasileira do nordeste do Brasil (Trompete, 1994).

Entretanto, apenas a geologia e evolução das faixas Bassarides e Rockelides, localizadas no lado ocidental do Crátón Oeste-Africano, serão descritas conjuntamente a seguir, pois as mesmas são consideradas por alguns autores como a continuação no lado africano do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

A seqüência litoestratigráfica descrita nessas faixas de dobramentos consiste, na base, de sedimentos clásticos glaciais finos do tipo *flysch*, dobrados, metamorfizados, e depósitos molássicos. Sobrepostos a essa seqüência sedimentar de base encontram-se rochas vulcânicas de composição cálcio-alcálica, seguidas de diamictito, associados com ritmitos e turbiditos, interpretados como de ambiente flúvio-glacial (Villeneuve & Cornée, 1994).



**CRÁTONS E MACIÇOS CRATÔNICOS:** A, Amazônico; CSF, Congo-São Francisco; KA, Kalahari; LA, Luís Alves; NEB-COA, Provincia Nordeste do Brasil-Centroeste da África; RP, Rio de la Plata; SL, São Luís; e OA, Oeste da África.

**CINTURÕES DE DOBRAMENTOS DO CICLO OROGÊNICO PRINCIPAL:** A, Araçuaí; Ar, Araguaia (?); B, Brasília; D, Damara; Df, Dom Feliciano; E, Espinhaço; G, Gariép; K, Kaoko ou Kaokoveld; M, Mauritanide; Ma, Malmesbury; Os, Oubanguide-Segipe; R, Ribeira ou Ribeira-Mantiqueira; Ts, Transaariano; e Oc, Oeste do Congo.

**Fig. 3.6.** Mapa estrutural esquemático do Gondwana Ocidental há cerca de 600 Ma., depois da orogenia de fechamento do Evento Panafricano-Brasiliano (Modificado de Trompette, 1997).

Para Villeneuve & Cornée (1994), a evolução geotectônica desse segmento dos cinturões pan-africanos começa com a abertura de um pequeno oceano antes de 700 Ma. Posteriormente, deu-se a implantação de uma zona de subducção mergulhando para oeste. Esse evento gerou um magmatismo cálcio-alcálico entre 680 e 660 Ma.

O prosseguimento desse regime tensional levou à inversão dessa bacia e à colisão do Cráton Oeste-Africano com o Bloco Senegalês há 660 Ma. Esse processo foi seguido de rifteamento intracratônico com deposição de sedimentos glaciais do tipo *flysch* antes de 550 Ma.

Seguiu-se então um evento que resultou na amalgamação dessas faixas à margem ocidental do Cráton Oeste-Africano, devido a um choque continente-continente entre o Bloco da Guiana e o Cráton Oeste-Africano. Após essa colisão, deu-se a deposição de molassas e, por fim, a deposição de coberturas sedimentares paleozóicas em toda a região.

### 3.5. PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

Os diversos modelos evolutivos para a região do Gurupi foram construídos com base em dados geocronológicos, geofísicos e estruturais, bem como, por analogia e correlação com o lado africano como será mostrado a seguir.

Os principais modelos evolutivos propostos podem ser agrupados, de acordo com sugestão de Costa & Ricci (1995), em três tipos: (a) os que descrevem o Cráton São Luís como entidade arqueana retrabalhada no Ciclo Transamazônico que, mais tarde, atuou como bloco estável para uma frente de cavalgamentos no Evento Brasileiro (Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990); (b) os que descrevem o Cráton São Luís como terreno do tipo *granito-greenstone* possivelmente arqueano, que teria colidido com outro bloco litosférico antigo de idade neoarqueana a paleoproterozóica (Pastana, 1995); e (c) o modelo evolutivo de acresção lateral de fragmentos litosféricos à borda do Cráton Oeste Africano, ou mesmo um de arco magmático mais jovem que teria se amalgamado com esse bloco cratônico (Costa & Ricci, 1995; Costa *et al.*, 1996b e 1996c; Klein & Moura, 2001b; Palheta, 2001). Os modelos de acresção lateral de terrenos exóticos ao Cráton São Luís-Oeste Africano têm se estabelecido mais consistentemente em trabalhos mais recentes.

Datações geocronológicas conduzidas por Gorayeb *et al.* (1999), Klein & Moura (2001b) e Palheta (2001) subsidiaram revisões do posicionamento temporal e da distribuição geográfica

dos eventos magmáticos pré-cambrianos da região, possibilitando avanços no modelamento evolutivo da área.

Apresentaremos a seguir um resumo do estado-da-arte da história evolutiva do Pré-Cambriano da região do Gurupi, baseado principalmente nos trabalhos de Gorayeb *et al.* (1999), Klein & Moura (2001a) e Palheta (2001).

### **3.5.1. A presença de crosta arqueana na região do Gurupi**

A existência de crosta arqueana foi especulada por vários autores (Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990; Pastana, 1995), não tendo sido todavia definitivamente comprovada. Entretanto, ocorrência de zircões herdados de 2,3 a 2,4 Ga. (Klein & Moura, 2001b) e idades modelo TDM de 2.500 Ma. e de 3.230 Ma. (Palheta, 2001), obtidas em granitóides crustais, indicam a existência de crosta antiga nessa região.

Essa hipótese provém de modelos evolutivos pautados em correlações com geologia do Cráton Oeste Africano, onde três eventos magmáticos e metamórficos arqueanos encontram-se bem definidos.

O Complexo Maracaçumé, peça fundamental na visualização de diversos desse modelo, continua presente em diversas propostas estratigráficas da região no papel de unidade mais antiga da região, posicionado no Arqueano (Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Abreu, 1990; Pastana, 1995). Devido à ausência de estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos conclusivos, o posicionamento temporal dessa unidade, e até mesmo sua existência continua incerta (Gorayeb *et al.*, 1999; Klein & Moura, 2001b).

### **3.5.2. O magmatismo e as seqüências supracrustais do Paleoproterozóico**

O Paleoproterozóico destaca-se como um período de intensa litotogênese durante o qual se formaram as Suites Intrusivas Tromaiá, Rosário e Tracuateua bem como a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi.

A granitogênese transamazônica do tipo “I”, da Suite Troamaí e da Suite Rosário; a do tipo “S”, da Suite Tracuateua, bem como a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, apresentam características petrológicas, geocronológicas e de distribuição geográfica que

permitem estabelecer, individual e conjuntamente, correlações com intrusões e supracrustais geradas no Evento Eburneano do Paleoproterozóico da África Ocidental (Gorayeb *et al.*, 1999; Palheta, 2001).

A distribuição geográfica dessas intrusões define um zoneamento composicional que passa de granitóides cálcio-alcalinos do tipo “I”, a leste, para aqueles de composição peraluminosa do tipo “S”, a oeste (Gorayeb *et al.*, 1999; Palheta, 2001). Essas rochas magmáticas e a seqüência vulcanossedimentar teriam resultado de um processo evolutivo que envolveu a formação de platôs oceânicos e sedimentação em ambiente pelágico, provavelmente entre o Cráton São Luís-Oeste Africano e um outro segmento cratônico (Núcleo Cratônico Parnaíba?). Esse cenário geológico teria sido seguido por um magmatismo cálcio-alcalino relacionado a zonas de subducção em ambiente de arco de ilha. Todo esse processo culminou com colisão e amalgamação dessas rochas com o Cráton Oeste Africano registrado no magmatismo crustal peraluminoso da Suite Intrusiva Tracuateua (Costa & Ricci, 1995; Gorayeb *et al.*, 1999; Klein & Moura, 2001a; Palheta, 2001).

A seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Gurupi e do Grupo Aurizona foram provavelmente depositadas nessas bacias paleoproterozóicas marginais do Cráton São Luis-Oeste Africano. Não existem, entretanto, informações suficientes e estudos sistemáticos que suportem inteiramente esse modelo no lado brasileiro. Entretanto, por analogia aos modelos evolutivos da Província Birrimiana do Cráton Oeste Africano, onde ocorrem seqüências vulcanossedimentares de mesma idade daquelas do Grupo Gurupi, entende-se que as supracrustais do lado brasileiro também se formaram em um ambiente tectônico colisional.

Possivelmente o Cinturão de Cisalhamento Gurupi teve sua configuração principal definida nesse evento colisional, estabelecendo-se nessa zona de sutura paleoproterozóica com deslocamento de massa de SW para NE, sem espessamento crustal significativo (Klein & Moura, 2001b; Palheta, 2001).

O evento tectônico que culminou com essa aglutinação paleoproterozóica tem sido relacionada à formação do supercontinente Atlântica (Roger, 1995).

Após a finalização do Evento Eburneano-Transamazônico, seguiu-se um período de estabilidade crustal na qual se deu a deposição das seqüências sedimentares clásticas correlacionáveis aos sedimentos da Formação Igarapé de Areia e Viseu (Palheta, 2001).

### 3.5.3. O cenário geológico do final do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico

Após o período de estabilidade tectônica a partir do final do Paleoproterozóico, houve uma tentativa abortada de fragmentação no Mesoproterozóico relacionada à fragmentação do Supercontinente Rodínia. Esse evento extensional foi responsável pela formação de bacias pequenas, nas quais se depositaram as rochas da Formação Piriá, e pelo magmatismo intracratônico representado pelas Alcalinas de Boca Nova (Hasui *et al.*, 1997).

### 3.5.4. O Evento Brasileiro na Região do Gurupi

O Evento Brasileiro do Neoproterozóico foi marcado por uma litogênese pouco expressiva e pela intensa reativação tectônica do Cinturão de Cisalhamento Gurupi e adjacências (Gorayeb *et al.*, 1999; Klein & Moura, 2001b; Palheta, 2001).

A granitogênese brasileira das janelas pré-cambrianas do Gurupi está restrita ao Granitóide Ney Peixoto. Essa intrusão granítica do tipo “S” neoproterozóica, representa o magmatismo sin- a tardicolisional desse evento. Não há evidências nas janelas pré-cambrianas da região do Gurupi de extensão significativa a ponto de gerar novas bacias e fundo oceânico como descrito no Cráton Oeste-Africano (Klein & Moura, 2001b).

A reativação do Cinturão de Cisalhamento Gurupi se deu em regime tectônico compressivo com deslocamento de massa de SW para NE, por meio do qual o Bloco Belém cavalgou sobre o Cráton São Luís-Oeste Africano, implicando imbricação das rochas da região. Nesse modelo as estruturas NW-SE funcionaram como rampas frontais e oblíquas, enquanto que as NE-SW corresponderiam a rampas laterais (Borges *et al.* 1996). Esse regime tectônico brasileiro evoluiu de uma tectônica de baixo ângulo oblíqua para uma transcorrência sinistral, impondo um quadro de transpressão final no segmento direcional do Cinturão de Cisalhamento Gurupi com direção NW-SE (Costa *et al.*, 1988; Pastana, 1995). O Evento Brasileiro foi também responsável pela fraca inversão das bacias onde se depositaram os sedimentos Piriá (Palheta, 2001).

Em consequência desse quadro de eventos, as assinaturas geocronológicas neoproterozóicas podem ser encontradas tanto na seqüência supracrustal do Grupo Gurupi quanto na intrusão alcalina mesoproterozóica de Boca Nova (Palheta, 2001).

No quadro evolutivo exposto acima, o Brasiliano/Pan-Africano representa, portanto, o último grande evento geológico da história pré-cambriana da região do Gurupi.

## 4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE CHEGA TUDO E CEDRAL

---

A área de trabalho, objeto do presente estudo, encontra-se geologicamente inserida ao longo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

Desde sua implantação em antigas zonas de suturas na borda do Cráton Oeste-Africano (Abreu, 1990; Palheta, 2001), o Cinturão de Cisalhamento Gurupi exerceu um papel importante em todos os eventos geológicos que tomaram lugar naquela região. Estudos geológicos regionais mostram que essa estruturação continuou a exercer influência significativa nos eventos subseqüentes, tendo sido reativada sob regimes tensionais distensivos durante a implantação das bacias sedimentares fanerozóicas adjacentes (Aranha *et al.*, 1988; Pastana, 1995; Costa *et al.*, 1996a; Ferreira Jr., 1996).

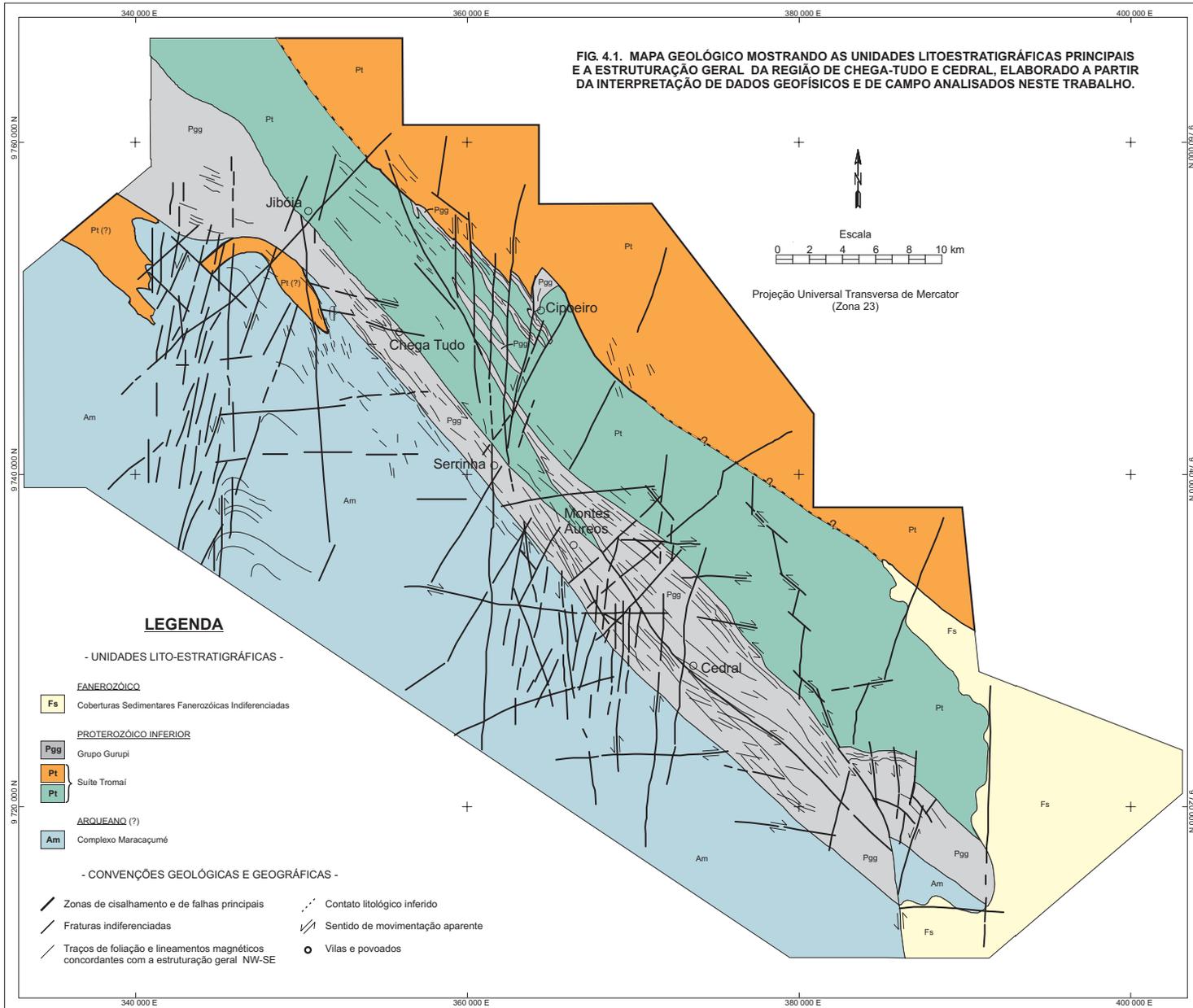
### 4.1. A LITOESTRATIGRAFIA ÁREA DE ESTUDO

O segmento do cinturão estudado compreende uma variedade de rochas supracrustais orto e paraderivadas e rochas plutônicas metamorfizadas e alteradas, tectonicamente aleitadas entre si. Essas rochas estão distribuídas em três *unidades litoestruturais* maiores que se estendem em três *faixas* longitudinais, respectivamente, com orientação geral em torno de N40°W (Figura 4.1). Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas, parcialmente cisalhadas e hidrotermalmente alteradas, encontram-se intercaladas com as rochas supracrustais no *corredor de alta deformação* da área. Diques de diabásio cortam essa seqüência litológica em estruturas tanto discordantes quanto concordantes em relação à trama NW-SE principal.

Completando esse quadro, ocorrem também extensas planícies e terraços aluviais que acompanham as drenagens ativas da área.

De SW para NE, as unidades *litoestruturais* maiores identificadas são correlacionáveis ao Complexo Maracaçumé, ao Grupo Gurupi e à Suite Tromai, respectivamente, que serão descritos separadamente nas seções seguintes.

Essas rochas foram metamorfizadas em fácies xisto-verde baixa a anfíbolito baixa acompanhado de alteração hidrotermal que afetou todas as rochas presentes.



Mostram-se heterogeneamente deformadas por cisalhamento simples sob condições reológicas desde dúctil até frágil, refletindo os parâmetros físicos locais dominantes sob cada regime tensional estabelecido durante a história evolutiva desse segmento do cinturão.

Como evento tardio, tem-se o desenvolvimento de um profundo manto intempérico, com perfis lateríticos maduros que, excetuando-se as coberturas aluviais recentes, afetou indistintamente todos os litotipos presentes.

#### 4.1.1. Complexo Maracaçumé

Esta unidade aflora de modo restrito ao sul do *corredor de alta deformação* NW-SE que marca longitudinalmente a porção central da área (Figura 4.1). De todas as unidades litoestratigráficas reconhecidas na área de trabalho, o Complexo Maracaçumé é a menos estudada. Sua área de ocorrência coincide com as faixas de floresta nativa remanescentes entre estradas e ramais utilizados por madeiros e pequenos colonos. A porção mais a sul e sudoeste dessa área estende-se para dentro da reserva indígena do Alto Turiaçu, no limite da qual se encontram plantações ilegais de *canabis*. O terceiro fator que contribuiu indiretamente para esta carência de informações diz respeito a ocorrência de ouro pouco expressivas nessas rochas, com poucas exposições em cavas garimpeiras.

Esta unidade é considerada a mais antiga da região do Gurupi (Abreu *et al.*, 1980; Pastana, 1995; Klein & Moura, 2001b) e, por conseguinte, da área de estudo. Como todas as demais unidades litoestratigráficas individualizadas no presente trabalho, os contatos com as unidades pré-cambrianas adjacentes, e com lentes de rochas de granitóides da Suite Tromaí que ocorrem isolados dentro do complexo, fazem-se por meio de zonas de cisalhamento. O contato com os sedimentos fanerozóicos é discordante erosivo.

Nos pontos onde aflora parcialmente intemperizado, ao sul de Monte Áureos, a sudoeste da vila da Serrinha e nos garimpos filoneanos da estrada de colonização Faixa-6, ocorrem magnetita-biotita-muscovita-quartzo-feldspato xistos protomiloníticos a miloníticos, de granulação média a grossa, com injeções menores de mobilizados quartzo-feldspáticos.

Macroscopicamente esses litotipos caracterizam-se pela textura dominante granolepidoblástica com o bandamento composicional associado. Sua foliação descreve dobras

intrafoliais assimétricas transpostas de dimensões decimétricas. Na charneira de algumas dessas dobras e ao longo dos planos de foliação, observaram-se injeções de mobilizados quartzo-feldspáticos. Alguns veios de mobilizados quartzo-feldspáticos mais delgados de espessura centimétrica descrevem dobras ptigmáticas.

A foliação mais preservada é definida principalmente pela orientação de palhetas de biotita e muscovita que se amoldam em torno dos porfiroblastos de feldspato e lentes de quartzo em um padrão anastomótico característico. Minerais máficos concentram-se em bandas que se alternam com aquelas de composição quartzo-feldspáticas.

Uma das características mais marcantes dessas rochas na região da Serrinha e Montes Áureos é a relativamente elevada concentração de magnetita, formando *cordões* ao longo dos planos de foliação, ou em bandas irregulares concordantes com a foliação.

#### **4.1.2. Grupo Gurupi**

As rochas desta unidade ocorrem principalmente ao longo de uma faixa NW-SE relativamente estreita e alongada em grande parte coincidente com o *corredor de alta deformação* que marca longitudinalmente a porção central da área de estudo. Adicionalmente, corpos alongados lenticulares menores, tectonicamente aleitados com os litotipos da Suite Tromai, ocorrem na estrutura do garimpo do Cipoeiro e a noroeste do mesmo. Essas lentes de metassedimentos e metavulcânicas encontram-se segmentadas e deslocadas pelo *splay* de falhas do rio Cachoeira, que será descrito abaixo (Figura 4.1).

A faixa de ocorrência principal das rochas dessa unidade, alarga-se na extremidade noroeste da área, a partir da inflexão para WNW que se observa na altura do rio Gurupi, e no segmento entre Montes Áureos e a vila de Cedral, onde essa feição se duplica.

Em virtude desta seqüência vulcanossedimentar hospedar mais de 90% das ocorrências de ouro conhecidas e de sustentar as feições topográficas positivas não relacionadas aos platôs lateríticos, como será discutido nas seções seguintes, sua constituição litológica e sua organização estrutural são mais conhecidas do que aquelas das demais unidades litoestratigráficas da área.

Os contatos dessas rochas com aquelas das unidades pré-cambrians adjacentes fazem-se por meio de zonas de cisalhamento e falhas. O contato com os sedimentos fanerozóicos é discordante erosivo.

O Grupo Gurupi compreende uma seqüência vulcanossedimentar onde predominam metapelitos, freqüentemente carbonosos, metavulcânicas félsicas, metavulcanogênicas ricas em quartzo e metarenitos (Figuras 4.2 e 4.3-A) metamorfizados em condições que variaram da fácies xisto-verde baixa a anfibolito baixa.

Essas rochas ocorrem na zona de mais intensa deformação do segmento em foco do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, caracterizando-se pela presença de uma marcante foliação milonítica a ultramilonítica e transposição generalizada dos litotipos presentes.

Relatórios petrográficos pertencentes ao acervo do extinto Projeto Gurupi, com descrições individuais de mais de cem seções delgadas de testemunhos de sondagem somente do Grupo Gurupi (Marchetto, 1996 e 1997; Costi, 1998), revelaram uma notável variedade textural e composicional das rochas que constituem esta unidade estratigráfica. Parte desse acervo, revista no presente trabalho, encontra-se compilada nos subitens seguintes.

#### 4.1.2.1. Zoneamento litoestrutural das rochas do Grupo Gurupi na área de estudo

Na região de Chega-Tudo observam-se dois domínios litológicos: (a) o domínio metavulcânico e (b) o domínio metassedimentar.

Esse zoneamento litológico em dois domínios, descritos na área de Chega-Tudo, mantém-se válido em linhas gerais para as demais seções geológicas levantadas na área, resguardadas variações locais devido ao grau de transposição e de aleitamento tectônico observados.

Na cartografia local desses domínios litológicos, as rochas metavulcânicas predominam ao longo do contato com as rochas da Suite Tromai na borda nordeste desta unidade, enquanto que os metassedimentos, mais abundantes, ocorrem a sudoeste ao longo do contato com os litotipos do Complexo Maracaçumé.

##### 4.1.2.1.1. Rochas do *domínio metavulcânico*

Neste domínio predominam metadacitos porfiríticos, metatufos/vulcanogênicas ácidos e metariodacitos porfiríticos. Metariolitos porfiríticos, metaandesitos, metavulcânicas básicas e ultrabásicas (metapiroxenitos, tremolita-clorita-carbonato xistos, talco-clorita-actinolita xistos,

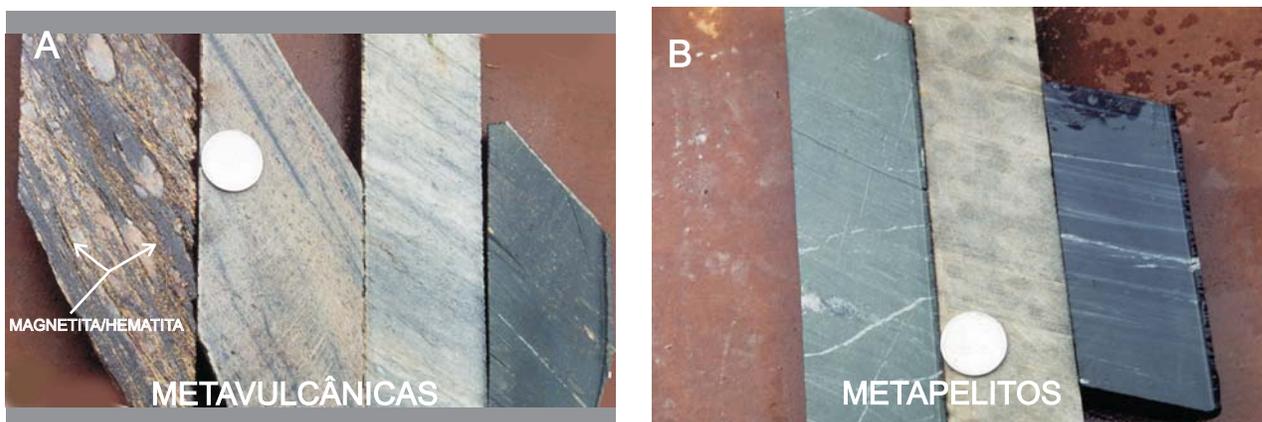


Fig. 4.2. Aspecto mesoscópico dos principais litotipos da sequência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi na região de Chega-Tudo, onde se pode observar a presença marcante da foliação milonítica. (A) litotipos representativos do domínio vulcânico: (da esquerda para direita) rocha vulcanogênica félsica com magnetita; metatufo ácido, metadacito e metandesito. (B) Litotipos do domínio sedimentar: (da esquerda para direita) carbonato-sericita-clorita xisto, clorita-quartzo-sericita xisto e sericita-grafita xisto.

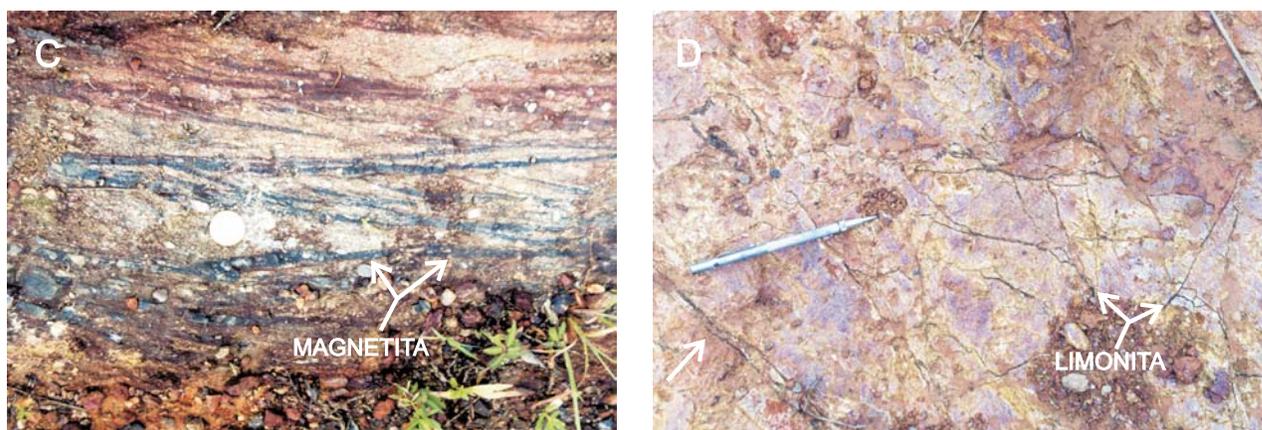


Fig. 4.3. Principais litotipos que afloram no *splay* do Cipoeiro. (A) Metarenito conglomerático com matriz sericítica intemperizado com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, onde se pode ver *filmes* de magnetita/hematita destacando a estratificação. (B) Tonalito mineralizado intemperizado (horizonte saprolítico) mostrando *stockwork* de limonita formada a partir da alteração supergênica de sulfetos.

hornblenda-clorita-tremolita xistos) dentre outros, podem ocorrer eventualmente com menor frequência na área estudada (Marchetto, 1996 e 1997).

**Rochas metavulcanoclásticas ácidas e vulcanogênicas associadas** - Consistem principalmente de metatufos ácidos, freqüentemente magnéticos, fortemente deformados, em geral finamente foliados, com textura porfiroclástica e matriz granolepdoblástica onde localmente se desenvolve um bandamento composicional definido pela concentração de minerais opacos em bandas subcentimétricas que se alternam com bandas de minerais félsicos. Estas rochas encontram-se hidrotermalmente alteradas.

Em afloramentos na vila de Chega-Tudo, onde se observam porções menos deformadas, ocorrem rochas metassedimentares e ou metavulcanogênicas. Nesses sítios observam-se conglomerados com seixos de quartzo dispersos em uma matriz quartzo-sericítica, moderada a fortemente foliada, com magnetita e hematita enriquecidas em bandas subparalelas. Sua classificação mais precisa é dificultada pela deformação sobre elas impressa. A maioria das seções delgadas dessas rochas observadas mostram feições texturais vulcânicas reliquiares indicando uma origem vulcâniclástica para as mesmas (Figuras 4.2-A e 4.4-A).

Se por um lado nessas lâminas as texturas reliquiares dessas rochas são ainda reconhecíveis, a composição dos protólitos é bastante ambígua. Do ponto de vista composicional, esses milonitos hidrotermalizados podem ter sido igualmente gerados a partir de sedimentos clásticos arcoseanos ou mesmo de um granitóide.

A presença de possível contribuição sedimentar associada aos produtos notadamente vulcânicos são previsíveis em sistemas vulcanossedimentares onde normalmente se observa uma sucessão contínua de subambientes intermediários entre um extremo essencialmente vulcânico e um outro de natureza predominantemente sedimentar. Por essa razão admite-se que esta unidade englobe tanto rochas vulcanoclásticas félsicas quanto aquelas formadas por deposição em ambientes sedimentares.

Na região de Chega-Tudo e Cedral essas rochas são tipicamente compostas de quartzo (70%), feldspato alterado (5%), clorita (5%), sericita (10%), minerais opacos (10%). Turmalina, rutilo, zircão, leucóxênio e ankerita ocorrem em quantidades acessórias. O quartzo ocorre como porfiroclastos euédricos a subédricos, arredondados e amendoados por deformação (*quartz eyes*), às vezes com coloração azulada e forte extinção ondulante. Cristais poligonais de granulação fina encontram-se presentes na matriz, provavelmente como produtos de cristaloblastese,

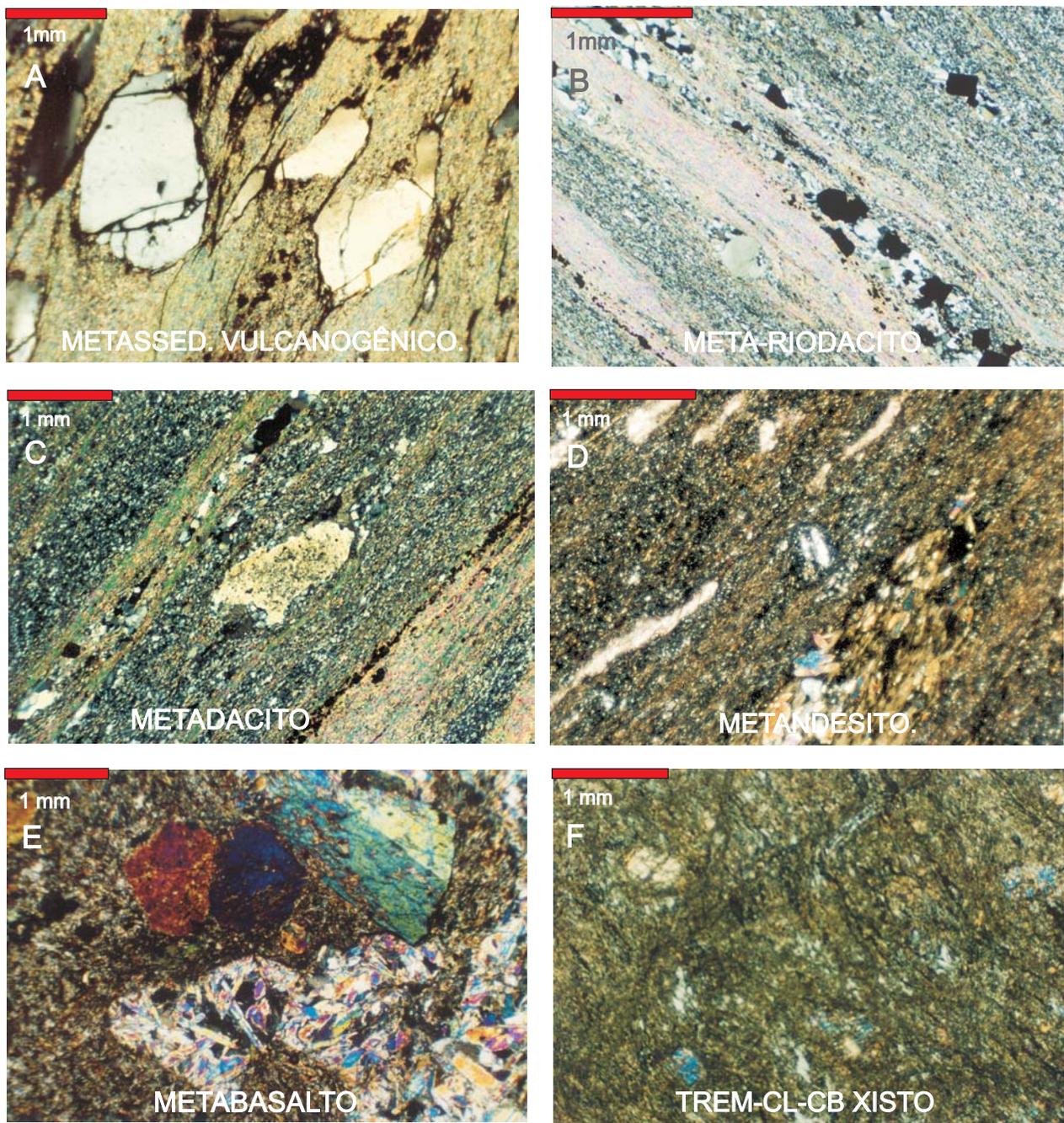


Fig. 4.4. Seções delgadas mostrando características composicionais e texturais microscópicas dos tipos petrográficos mais frequentes da seqüência vulcanossedimentar do Gurupi (luz transmitida e nicóis cruzados). (A) Metatufo ácido. Porfiroclasto arredondado de quartzo envolto em matriz muscovítica-sericítica; (B) metadacito. Fenocristais reliquiais de plagioclásio em uma matriz composta essencialmente de quartzo, plagioclásio, biotita, sericita e clorita; (C) metandesito, microfeno-cristais de plagioclásio, vênulas de carbonato discordantes, agregados grandes de clorita actinolita envolvidos em uma matriz microcristalina composta de actinolita, clorita e epidoto; (D) metabasalto, fenocristais de actinolita (possivelmente pseudomorfo a partir de piroxênio) e cristais prismáticos de hornblenda em matriz microcristalina de hornblenda e sericita; (E) carbonato-grafita-muscovita/sericita xisto. Intercalação de bandas de grafita-muscovita, bandas ricas em quartzo e bandas quartzo-carbonáticas. Porfiroblasto de carbonato mostrando um núcleo difuso cheio de inclusões de grafita; e (F) Clorita-grafita-muscovita/sericita xisto. Bandas de muscovita, quartzo e porfiroblastos de carbonato.

representando uma segunda geração desse mineral. Muscovita/(sericita) ocorre como agregados maciços formados por finas lamelas orientadas envolvendo os cristais de quartzo em um padrão anastomosado. Clorita e traços de biotita ocorrem igualmente como diminutas lamelas orientadas. A clorita é rica em ferro e apresenta pleocroísmo em cores que variam de verde-claro a verde-brilhante. Concentrações de clorita e sericita alternam-se como bandas irregulares de dimensões milimétricas. Pseudomorfos de feldspato ocorre na matriz substituídos por argilo-minerais e material ferruginoso alterado de granulação fina. Zircão, rutilo, turmalina, ilmenita, leucoxênio e ankerita ocorrem em quantidades acessórias. Rutilo acicular ocorre como inclusões em quartzo e muscovita; leucoxênio ocorre como bordas de alteração em torno de cristais de ilmenita; turmalina está presente como cristais de granulação fina disseminados. Ankerita, que ocorre como cristais disseminados muito finos, apresentam alteração superficial para óxido de ferro. Biotita pode também estar presente, porém em quantidades irrisórias.

Na região de Chega Tudo, os minerais opacos são na sua maioria magnetita, presentes na forma de cristais euédricos a subédricos finamente granulados. Hematita, ilmenita e titanita ocorrem em quantidades menores.

**Meta-dacitos porfíricos** - Estes são os tipos petrográficos predominantes. Estas rochas ocorrem finamente foliadas, onde o caráter porfírico dos protólitos está evidenciado pela presença de profiroclastos imersos em uma matriz microcristalina. A deformação imprimiu a foliação milonítica penetrativa (Figuras 4.2-A e 4.4-C). Em zonas de intensa cominuição, prevalecem ultramilonitos.

Esta rocha está tipicamente composta por quartzo (30%), plagioclásio (40%), sericita (20%), e, como minerais de alteração, carbonato, epidoto e clorita (<5% em total), minerais opacos, rutilo, apatita, titanita e zircão são os principais minerais acessórios. Quartzo ocorre como profiroclastos exibindo frequentemente fenocristais reliquiares euédricos a subédricos parcialmente deformados, alguns dos quais com evidências de corrosão magmática original; ocorre também na matriz microcristalina ou ainda como *fitas* subparalelas completamente recristalizadas. O plagioclásio predominante é andesina e está presente como profiroclastos subédricos orientados exibindo alteração em diferentes graus para sericita, clorita, carbonato e epidoto. Este mineral ocorre também como cristais finamente cominuídos na matriz microcristalina. Sericita, biotita e clorita formam pequenos agregados orientados que freqüentemente definem bandas subparalelas. Clorita, carbonato e epidoto estão presentes em

quantidades pequenas como produtos de alteração do plagioclásio. Minerais opacos, rutilo, titanita e zircão ocorrem como acessórios em cristais de granulação fina, disseminados na rocha. Magnetita e ilmenita são os minerais opacos mais comuns, o último encontrando-se parcialmente alterado para leucoxênio. Pequenas *nuvens* de hematita pulverulenta ocorrem disseminadas na matriz.

Tratam-se de rochas subvulcânicas félsicas intensamente deformadas, alteradas em diferentes graus para sericita, carbonato e clorita, parcialmente recristalizadas, e metamorfozadas em fácies xisto-verde. Frequentemente a textura vulcânica original encontra-se preservada em lentes menos deformadas (*pods*) dentro da zona de cisalhamento.

**Meta-riodacitos porfiríticos** - São rochas finamente foliadas, deformadas e alteradas hidrotermalmente com textura porfirítica reliquiar e matriz félsica microcristalina granoblástica (Figura 4.4-B).

Estas rochas são tipicamente compostas por quartzo (25%), plagioclásio (35%), ortoclásio e, mais raramente, microclínio (10%), sericita (20%), biotita (5%), carbonato (2%), clorita (traços), minerais opacos (2%) e rutilo (<1%). Em porções menos deformadas, o quartzo ocorre como fenocristais reliquiaros parcialmente deformados (porfiroclastos) subédricos a euédricos, frequentemente mostrando corrosão magmática. Ocorre também na matriz microcristalina ou em forma de agregados granoblásticos poligonais resultante de processos de cristaloblastese. O plagioclásio predominante é o oligoclásio, embora andesina também seja observada. Este está presente cominuído na matriz e, em menor quantidade, como fenocristais reliquiaros subédricos orientados com diferentes graus de alteração para sericita, carbonato e argilo-minerais. Ortoclásio ocorre na matriz, frequentemente nas proximidades de fenocristais de plagioclásio e de quartzo, formando intercrescimento granofírico com quartzo. Microclínio está presente na matriz microcristalina, localmente sob a forma de pequenos porfiroclastos. Sericita, e biotita quando presente, ocorrem como pequenos agregados orientados. A sericita é de origem hidrotermal. A biotita apresenta pleocroísmo em cores que variam de amarelo a marrom-escuro e alteração incipiente para clorita. Calcita ocorre como cristais finos tanto disseminados quanto preenchendo fraturas; carbonato e epidoto são produtos de alteração do plagioclásio, estando presentes em pequenas quantidades. Rutilo ocorre como agregados microcristalinos orientados. Minerais opacos consistem de sulfetos euédricos a subédricos, que localmente definem filmes e *cordões* (*stringers*) concordantes com o plano da foliação. Ilmenita ocorre em quantidades irrisórias.

Tratam-se de rochas metavulcânicas ácidas intensamente cisalhadas, sericitizadas, carbonatizadas com textura vulcânica original preservada em sítios isolados mais protegidos da deformação.

**Metandesitos** - São rochas finamente foliadas, intensamente deformadas com forte alteração hidrotermal. A textura granolepdoblástica e a intensa foliação milonítica a ultramilonítica são características marcantes desses litotipos (Figuras 4.2-A e 4.4-D).

Essas rochas alteradas apresentam composição bastante variável. A composição de um metandesito alterado típico consiste de quartzo (5%), plagioclásio (23%), actinolita (25%), carbonato (14%), clorita (20%), biotita (<5%), titanita (3%), epidoto (2%) e minerais opacos (<1%).

O plagioclásio e o quartzo encontram-se de um modo geral fortemente cominuídos e parcialmente recristalizados. Os fenocristais reliquiais de plagioclásio, entretanto, estão presentes como porfiroclastos fortemente saussuritizados. Este mesmo mineral ocorre também como cristais de granulação fina formando agregados granoblásticos isolados. A actinolita ocorre como porfiroblastos grandes parcialmente alterados para clorita e como cristais aciculares isolados na matriz. Apresenta pleocroísmo variando de incolor a verde-claro. Biotita e clorita formam pequenos agregados orientados. A biotita tem pleocroísmo em cores que variam de amarelo a verde-oliva. A clorita é rica em ferro e apresenta pleocroísmo com cores que variam de amarelo a verde-claro. Calcita forma finas bandas constituídas de agregados cristalinos orientados, de granulação fina, localmente em agregados com epidoto, sericita e quartzo. Ocorre também preenchendo fraturas ou como disseminações na matriz. Epidoto consiste das variedades pistacita ou clinozoizita. Titanita microgranular encontra-se disseminada na matriz, mostrando-se freqüentemente alterada para leucoxênio. Os opacos, em áreas mineralizadas com ouro, consistem principalmente de sulfetos.

Tratam-se de rochas intensamente cisalhadas e hidrotermalizadas com forte alteração saussurítica. Em alguns poucos fragmentos, onde a textura original foi preservada da deformação, pode-se constatar que esses litotipos consistiam originalmente de rochas subvulcânicas e vulcaniclásticas de composição andesítica.

**Metabasalto** - Rocha foliada, parcialmente recristalizada, com textura predominantemente porfiroblástica (Figura 4.4-E).

Essas rochas são compostas tipicamente por quartzo (2%), plagioclásio (13%), hornblenda (15%), actinolita (30%), clorita (15%), sericita (15%), carbonato (5%), titanita (2%) e minerais opacos (3%). A hornblenda está presente como microporfiroblastos não-orientados, provavelmente pós-tectônicos com pleocroísmo em cores que variam de amarelo a marrom-escuro. Actinolita ocorre como grandes porfiroblastos deformados orientados que se alteram para clorita e carbonato. Este mineral exibe pleocroísmo verde-claro. Plagioclásio e quartzo de granulação muito fina ocorrem na matriz e com menor frequência apresentam-se como porfiroclastos, feições reliquiares da textura vulcânica original. Diminutas lamelas de clorita ocorrem substituindo os porfiroblastos de actinolita e disseminadas na matriz. Este mineral apresenta pleocroísmo em cores que variam de amarelo-pálido a verde-pálido. Sericita ocorre como pequenas lamelas na matriz. A calcita está presente tanto como produto de alteração da actinolita como também na matriz. Os minerais opacos consistem principalmente de sulfetos de granulação fina anédicos. Estes minerais, assim como a titanita microgranular, estão presentes tanto como agregados orientados em forma de *cordões (stringers)* como disseminados na matriz.

Trata-se de uma rocha metavulcânica básica, deformada e recristalizada, metamorfozizada em condições de fácies anfíbolito, nela podendo ser reconhecida a textura vulcânica original.

**Tremolita-clorita-carbonato xisto** - Rocha foliada, de granulação fina, deformada e intensamente hidrotermalizada, com textura porfiroblástica e matriz granolepidoblástica (Figura 4.4-F).

Essas rochas são compostas tipicamente por tremolita (12%), clorita (30%), carbonato (50%), titanita (4%), minerais opacos (4%) e quartzo (traço). Tremolita ocorre como porfiroblastos prismáticos fortemente alterados para carbonato e como cristais aciculares disseminados na matriz. A clorita é rica em magnésio exibindo pleocroísmo fraco com variações de incolor a verde-pálido, ocorre como pequenas lamelas e agregados cristalinos orientados. Carbonatos consistem essencialmente de calcita em forma de cristais microgranulares que substituem a tremolita e na matriz aparecem como um agregado mineral de aspecto maciço. Titanita microgranular e forma bandas subparalelas. Os minerais opacos são predominantemente ilmenita em forma de cristais esqueléticos de granulação média a grossa orientados. Quartzo ocorre como traços.

Assim como o caso dos talco-clorita-actinolita xistos (Figura 4.5-A), tratam-se provavelmente de rochas ultramáficas intensamente cisalhadas, alteradas hidrotermalmente.

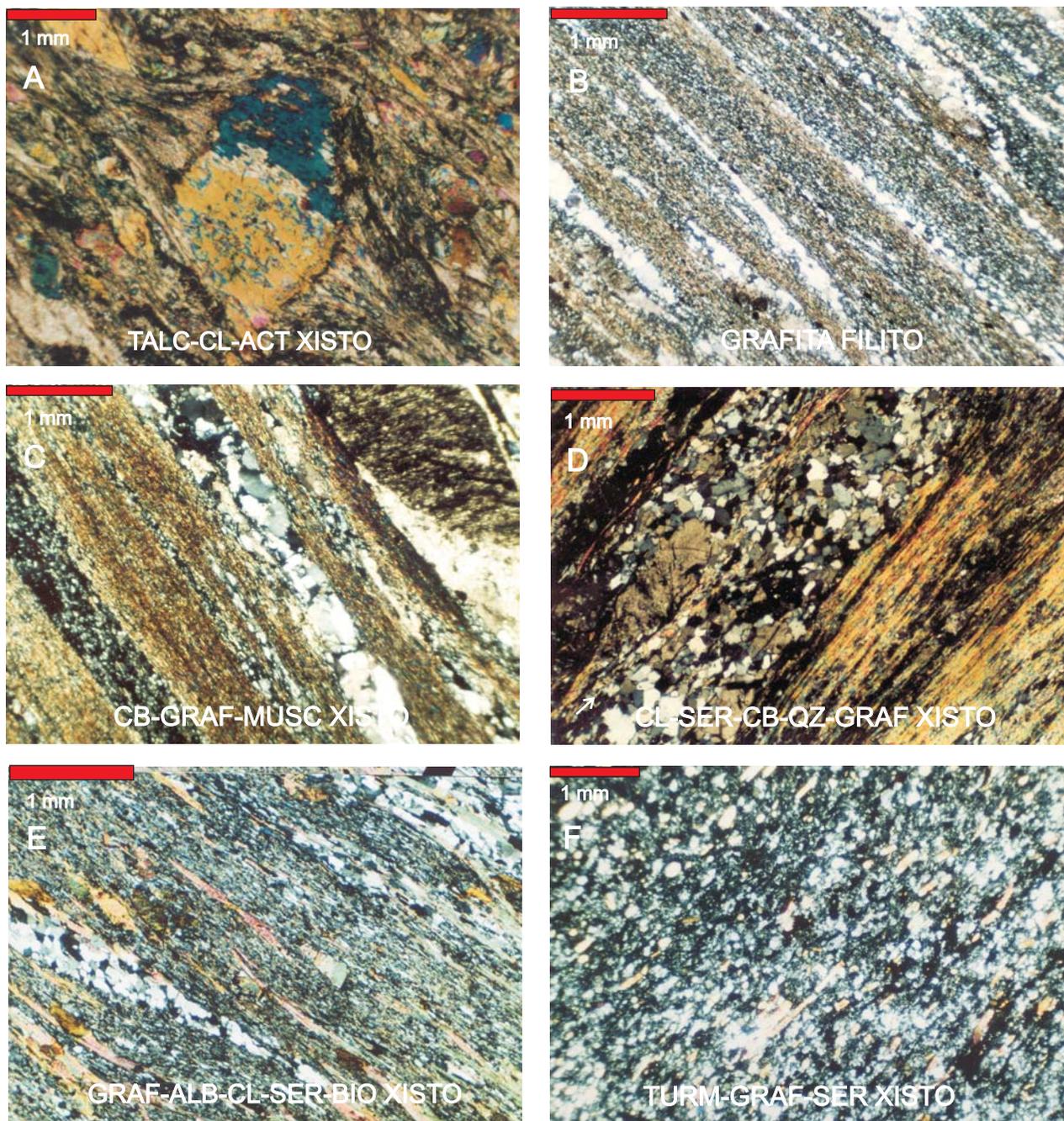


Fig. 4.5. Seções delgadas mostrando características composicionais e texturais microscópicas de tipos petrográficos frequentes da seqüência vulcanossedimentar do Gurupi: (A) talco-clorita-actinolita xisto com porfiroblastos deformados de actinolita, envoltos em matriz cisalhada composta de talco, clorita e actinolita; (B) grafita filito com vênulas de quartzo e carbonato intercaladas com bandas compostas de sericita, clorita, grafita e quartzo microgranulares; (C) carbonato-grafita-muscovita/sericita xisto com intercalação de bandas de grafita-muscovita, fitas de quartzo e bandas quartzo-carbonáticas. Porfiroblasto de carbonato mostrando um núcleo difuso formado por inclusões de grafita; (D) clorita-muscovita/sericita-grafita xisto com bandas de muscovita, fitas de quartzo e porfiroblastos de carbonato; (E) grafita-albita-clorita-sericita-biotita xisto com bandas de clorita-sericita grafita alternando-se com bandas ricas em quartzo e albita; e (F) turmalina-grafita-quartzito-feldspato-biotita-clorita-quartzo xisto com fitas de quartzo, bandas ricas em turmalina, bandas ricas em biotita e clorita e porfiroblastos de biotita pós-deformacionais.

#### 4.1.2.1.2. Rochas do *domínio metassedimentar*

O *domínio metassedimentar*, em parte devido à própria heterogeneidade composicional dos protólitos e em parte devido aos diferentes graus de metamorfismo e alteração hidrotermal observados, apresenta uma diversidade de termos petrográficos mais extensa do que aquela observada no domínio metavulcânico (Figuras 4.5-B, -C, -D, -E, -F e 4.6).

Dentre os litotipos mais freqüentes que constituem o domínio meta-sedimentar têm-se quartzo-clorita-sericita xistos, quartzo-carbonato-grafita xistos, sericita-clorita-grafita xisto e quartzo-sericita xisto. Entretanto, uma variedade ainda maior, constituída por quartzo-clorita-hornblenda xisto, feldspato-biotita-clorita-quartzo xisto, turmalina-grafita-muscovita xisto, turmalina-grafita-quartzito, metarenito sericítico, metarcóseo, carbonato-clorita-sericita-xisto, clorita-grafita-sericita/muscovita xisto, clorita-carbonato xisto, sericita/muscovita-clorita-carbonato xisto e sericita-carbonato-clorita-grafita-biotita-quartzo xistos encontram-se também presentes neste domínio (Marchetto, 1996 e 1997).

**Grafita filito** - Rocha foliada de granulação muito fina com textura granolepidoblástica e bandamento composicional subparalelo de aspecto difuso (Figura 4.5-B).

Quartzo ocorre como cristais poligonais recristalizados de granulação fina associado com carbonato em padrão textural granoblástico, como *fitas (ribbons)* e *vênulas* concordantes com a foliação principal. Este mineral também ocorre com granulação muito fina associado com os minerais de cor escura. Sericita, clorita e grafita ocorrem como lamelas diminutas orientadas que se concentram em bandas composicionais largas de bordas difusas e se alternam com bandas predominantemente quartzo-carbonáticas e *fitas* de quartzo poligonalizadas. A clorita é rica em ferro e magnésio com pleocroísmo com cores que variam de incolor a verde-claro. O carbonato é constituído principalmente de ankerita, com pequena alteração para óxidos de ferro, que formam porfiroblastos e cristais poligonais muito finos associados com bandas e *fitas* de quartzo. Ilmenita ocorre como grãos finos em forma de palheta e cristais orientados subedrais disseminados na rocha. Finos cristais de rutilo e turmalina ocorrem como acessórios disseminados na rocha. Sulfetos preenchem fraturas e craquelamentos discordantes ou formam *filmes* no plano da foliação.

Trata-se de uma rocha metapelítica carbonosa deformada e metamorfizada em fácies xisto-verde, onde parte do quartzo e carbonato provém da alteração hidrotermal.

**Carbonato-grafita-muscovita xisto** – Rocha foliada de granulação fina, com textura predominantemente porfiroblástica e matriz granolepdoblástica (Figura 4.5-C).

Esta rocha consiste de quartzo (25%), muscovita (40%), carbonato (15%), grafita (18%), rutilo 1%) e sulfetos (1%). Quartzo ocorre como cristais poligonais de granulação muito fina, definindo um padrão textural granoblastico. Muscovita ocorre como lamelas finamente orientadas, concentradas em bandas subparalelas. Grafita ocorre finamente disseminada nas bandas ricas em muscovita. O carbonato é calcita, presente como porfiroblastos lenticulares e arredondados orientados, freqüentemente com um núcleo escuro com concentrações de inclusões de grafita. Este mineral ocorre também como cristais de granulação fina em forma de bandas subparalelas. O rutilo ocorre como cristais prismáticos de granulação muito fina disseminados nas bandas ricas em muscovita. Cristais de sulfetos subédricos e anédricos de granulação fina ocorrem associados a bandas ricas em carbonato.

Trata-se de uma rocha pelítica metamorfizada em fácies xisto-verde.

**Clorita-sericita-carbonato-quartzo-grafita xisto** - Rocha foliada de granulação fina, fortemente deformada e hidrotermalizada com textura granolepdoblástica (Figura 4.5-D).

Essa rocha apresenta uma relativa variação nas proporções de cada um de seus componentes principais, embora o carbonato esteja na maioria das vezes em quantidades menores. A composição típica dessas rochas apresenta quartzo (30%), grafita (30%), sericita (12%), clorita (3%), carbonato (17%), leucoxênio (1%), sulfetos(2%) e traços de turmalina. Quartzo forma agregados microcristalinos maciços junto com sericita e grafita, ocorrendo também recristalizado como fitas (*ribbons*) de cristais poligonais de granulação fina e como agregados irregulares em associação com calcita. Sericita, clorita e grafita ocorrem como agregados finos definindo bandas subparalelas irregulares que localmente desenvolvem microdobras e crenulações. Carbonatos são principalmente calcita. Estes ocorrem como porfiroblastos, comumente com um núcleo de grafita. Também ocorre formando bandas paralelas junto com quartzo. Cristais anédricos de sulfetos de granulação fina ocorrem preenchendo fraturas ou formando filmes no plano da foliação. Leucoxênio forma pseudomorfos a partir da substituição de ilmenita ou rutilo. Turmalina está presente em quantidades acessórias.

Tratam-se de rochas metapelíticas intensamente deformadas, metamorfizadas em fácies xisto-verde e alteradas hidrotermalmente.

**Turmalina-grafita quartzito** - Rocha foliada de granulação muito fina com textura granolepoblástica predominante (Figura 4.5-F).

Essa rocha consiste de quartzo e calcedônia (50%), turmalina (20%), grafita (20%), hematita (10%) e muscovita em quantidades traço. Calcedônia criptocristalina de aspecto maciço ocorre agregando cristais de turmalina e quartzo. Encontra-se também na forma de vênulas discordantes que cortam a foliação. Quartzo ocorre como cristais poligonais de granulação fina formando *fitas* e disseminado em pequenos agregados granoblásticos cimentados por calcedônia. Alguns cristais apresentam linhas de crescimento autigênico secundário. Turmalina ocorre como pequenos cristais prismáticos orientados exibindo pleocroísmo em cores que variam de amarelo pálido a verde-amarronzado. Grafita ocorre finamente disseminada na calcedônia. Goethita forma agregados orientados inclusos na calcedônia, concentrados em bandas sub-paralelas, localmente ocorre agregando grãos de quartzo. Este mineral provém da alteração da hematita ou de sulfetos (?). Muscovita forma lamelas esparsas disseminadas na rocha.

Esta rocha foi afetada por alterações pneumatolítica e hidrotermal, evidenciadas pela presença de turmalina e calcedônia respectivamente. A presença de grãos de quartzo com linhas de crescimento autigênico sugere que o quartzo já estava originalmente presente na rocha, sendo esta uma feição comum em arenitos metamorfizados. Trata-se provavelmente de um metarenito alterado por fases minerais de diferentes temperaturas, embora as evidências não sejam conclusivas.

**Grafita-albita-clorita-sericita-biotita-quartzito xisto** - Rocha foliada de granulação fina, com textura granolepoblástica e microbandamento composicional (Figura 4.5-E).

A composição típica dessas rochas é dada por quartzo (35%), biotita (20%), sericita (15%), clorita (13%), albita (10%), grafita (5%), carbonato (4%), ilmenita (1,5%), rutilo (traços) e turmalina (traços). O quartzo ocorre como cristais poligonais de granulação fina, formando bandas paralelas e *fitas (ribbons)* em um padrão textural granoblástico. Este mineral também ocorre como cristais de segunda geração de granulação muito fina, associado com albita e grafita. Albita ocorre como cristais poligonais de granulação fina, associado com bandas de sericita e grafita. A biotita ocorre como lamelas de granulação fina a média orientadas, que formam bandas paralelas, apresentando pleocroísmo em cores que variam de amarelo a marrom/claro. Sericita, clorita e grafita ocorrem como diminutas *palhetas* e lamelas orientadas que se concentram conjuntamente em bandas subparalelas. A ilmenita é o principal mineral opaco, ocorrendo como

*palhetas* orientadas, disseminadas na rocha e exibindo localmente intercrescimento com rutilo. Carbonato e turmalina ocorrem em quantidades subordinadas como cristais diminutos dispersos na rocha.

A rocha, assim como os carbonato-grafita-clorita-sericita-biotita-quartzo xistos (Figura 4.6-C), consiste de um metapelito metamorfozido em fácies xisto-verde alta.

**Clorita-carbonato xisto** - Rocha foliada de granulação fina, fortemente recristalizada, apresentando textura granolepdoblástica e bandamento composicional subparalelo (Figura 4.6-A).

A composição típica desta rocha apresenta quartzo (30%), plagioclásio (5%), clorita (30%), sericita (15%), carbonato (31%), minerais opacos (3%) e rutilo em quantidades acessórias.

O quartzo e o plagioclásio ocorrem como cristais poligonais de granulação muito fina, que definem um padrão textural granoblástico. O plagioclásio é oligoclásio, o qual ocorre como cristais esparsos. A clorita é rica em ferro, apresenta pleocroísmo com cores que variam de amarelo-esverdeado a verde-claro, ocorrendo como finas lamelas orientadas. Carbonatos presentes são aparentemente uma mistura de ankerita e calcita, que formam agregados de cristais xenoblásticos de granulação muito fina orientados. A ankerita apresenta alteração superficial para óxidos de ferro. Os minerais opacos consistem principalmente de ilmenita de granulação fina em forma de *palhetas* inclusas na clorita.

Tratam-se de rochas metapelíticas resultantes do metamorfismo de rochas carbonáticas impuras metamorfozadas em fácies xisto-verde.

**Feldspato-clorita-biotita-quartzo xisto** - Rocha foliada, de granulação fina a média, com bandamento composicional subparalelo, textura principal porfiroblástica e matriz granoblástica (Figura 4.6-B).

A composição típica dessas rochas é quartzo (40%), plagioclásio (25%), biotita (15%), clorita (15%), carbonato (2%), minerais opacos (<1%) e titanita (traços).

Quartzo ocorre como cristais poligonais, que formam bandas com textura interna granoblástica em associação com o plagioclásio e carbonato. O plagioclásio é oligoclásio, o qual ocorre como cristais xenoblásticos definindo bandas quartzo-feldspáticas. Esse mineral na maioria dos casos não apresenta geminação, encontrando-se parcialmente alterados para argilo-minerais. Biotita ocorre como porfiroblastos tardios e como cristais de granulação fina a média em forma de lamelas orientadas. Apresenta também pleocroísmo em cores que variam de

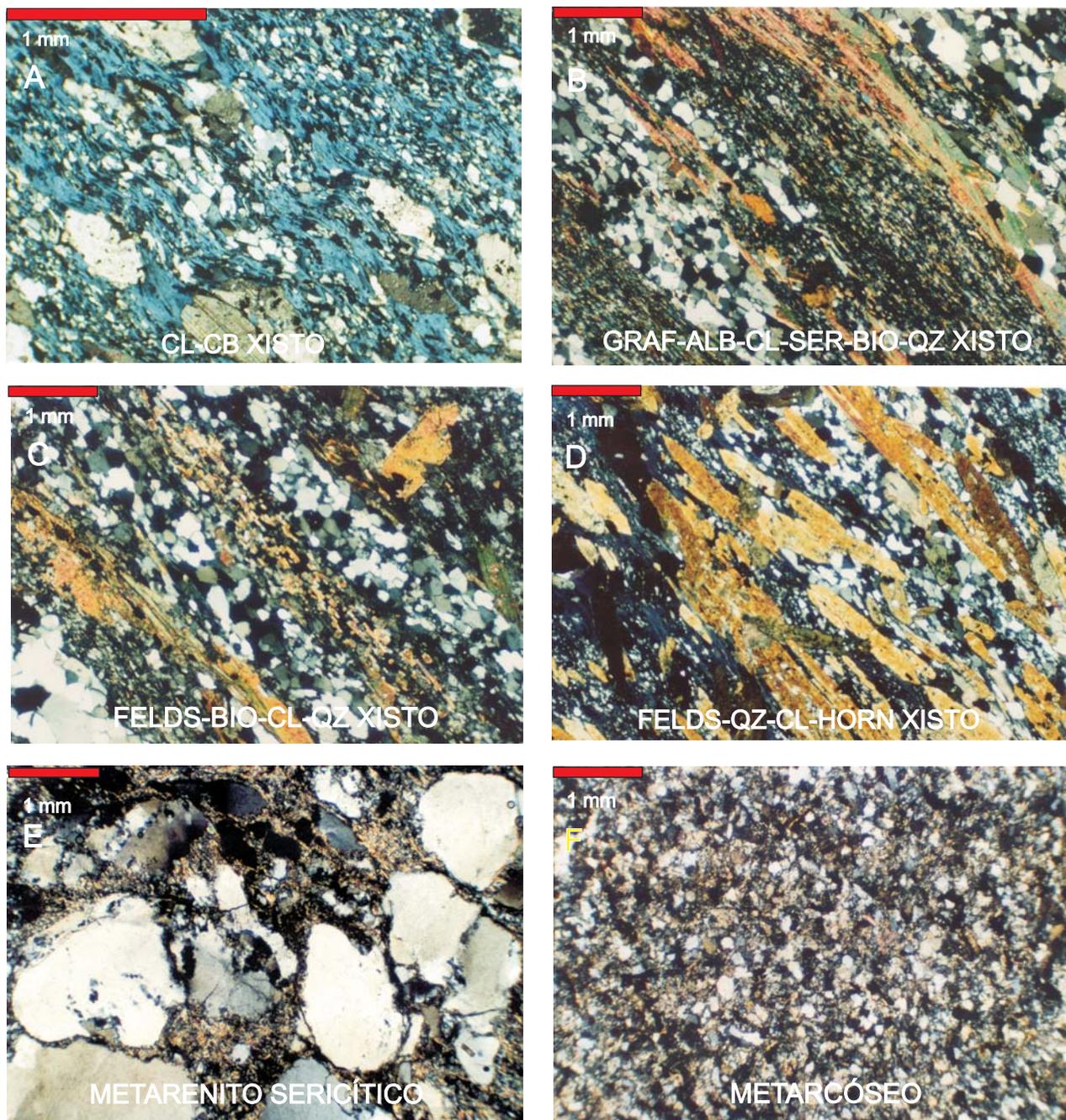


Fig. 4.6. Seções delgadas mostrando características composicionais e texturais microscópicas de tipos petrográficos frequentes da seqüência vulcanossedimentar do Gurupi: (A) clorita-carbonato xisto com porfiroblastos de carbonato e agregados de quartzo orientados alternando-se com bandas ricas em clorita; (B) sericita-carbonato-clorita-grafita-biotita-quartzo xisto, bandamento paralelo, bandas ricas em biotita, ricas sericita grafita, clorita e bandas ricas em quartz; (C) feldspato-biotita-clorita-quartzo xisto com bandamento sub-paralelo, bandas ricas em quartzo, bandas ricas em turmalina, bandas ricas em biotita e bandas ricas em clorita e plagioclásio, porfiroblastos pós-deformacionais de biotita; (D) feldspato-quartzo-clorita-hornblenda xisto, bandas de clorita, bandas ricas em quartzo e porfiroblastos aciculares de hornblenda; (E) metarenito sericítico, grãos de quartzo subarredondados, deformados e fraturados em matriz sericítica; e (F) metarcóseo, textura sedimentar preservada finos de quartzo e plagioclásio cimentados por sericita, clorita e carbonato.

amarelo-pálido a verde-claro. Clorita ocorre como lamelas orientadas de granulação média. Calcita ocorre como cristais poligonais associados ao quartzo em bandas félsicas. Turmalina, minerais opacos e rutilo estão presentes em quantidades acessórias. A turmalina ocorre como cristais euédricos concentrados em bandas ricas em clorita. A ilmenita é o principal mineral opaco. Sulfetos estão presentes nas zonas mineralizadas.

Trata-se de uma rocha pelítica metamorfizada em fácies xisto-verde alta, alterada hidrotermalmente, com aporte de carbonato, flúor e boro ao sistema evidenciado pela presença de turmalina. Parte da clorita aparentemente proveio do próprio protólito sedimentar. A presença de porfiroblastos pós-tectônicos sugerem influência de metamorfismo térmico nessas rochas.

**Feldspato-quartzo-clorita-hornblenda xisto** - Rocha foliada de granulação fina a média com textura predominantemente porfiroblástica e matriz com textura granolepdoblástica (Figura 4.6-D).

A composição típica dessas rochas é quartzo (25%), plagioclásio (15%), hornblenda (30%), clorita (23%), carbonato (4%), minerais opacos (3%) e titanita (traços). A hornblenda ocorre como porfiroblastos aciculares centimétricos, pós-tectônicos, apresentando pleocroísmo em cores que variam de amarelo a verde-claro e verde-azulado. A clorita é rica em ferro com forte pleocroísmo em cores que variam de amarelo a verde-claro. Esta ocorre como lamelas orientadas que se concentram em bandas subparalelas e na forma microgranular em associação com plagioclásio. Quartzo ocorre como cristais poligonais definindo bandas subparalelas e fitas com textura interna granoblástica. Plagioclásio, provavelmente oligoclásio, é microgranular, normalmente sem geminação, o qual forma bandas em associação com quartzo. Carbonatos são predominantemente calcita com quantidades subordinadas de ankerita, esta última mostrando alteração superficial para óxidos de ferro. Esses minerais ocorrem como cristais xenoblásticos de granulação fina orientados os quais definem bandas em associação com quartzo. Os opacos são principalmente ilmenita e, nas zonas mineralizadas, sulfetos. Ilmenita ocorre como cristais de granulação fina em forma de *palhetas* orientadas disseminadas na rocha. Os sulfetos formam filmes e *stringers* nos planos da foliação e fraturas nas zonas mineralizadas. Titanita de granulação fina ocorre em quantidades acessórias dispersos na rocha.

Esta rocha é produto do metamorfismo em fácies anfíbolito baixa sobre pelitos carbonáticos. A presença de porfiroblastos pós-tectônicos de hornblenda sugere influência de metamorfismo térmico.

**Metarenito sericítico** - Rocha foliada com granulação média, fracamente recristalizada, com textura clástica original fraca a moderadamente deformada. Na vila do garimpo do Cipoeiro, nas proximidades da zona mineralizada, esta rocha encontra-se relativamente preservada da deformação, apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno porte destacadas por filmes de magnetita e hematita (Figuras 4.3-A, 4.6-E e 4.6-F).

A composição mineralógica típica dessas rochas consiste de quartzo (70%), sericita (20%), clorita (5%), carbonato (3%) e feldspato alterado (1%). Minerais opacos, rutilo e zircão ocorrem como acessórios. O quartzo ocorre como grãos sub-arredondados, deformados, com forte extinção ondulante. Subordinadamente observa-se uma segunda geração de cristais finos, provavelmente de origem metamórfica. Ocorrem também pseudomorfos de feldspato constituídos por uma massa de clorita, sericita e argilo-minerais. Sericita e clorita estão presentes como pequenas fibras que agregam os grãos de quartzo em substituição da matriz detrítica. A clorita apresenta pleocroísmo com cores que variam de amarelo a verde-claro. Carbonatos ocorrem preenchendo fraturas e localmente agregando grãos de quartzo. Minerais opacos são predominantemente hematita e magnetita os quais ocorrem selando fraturas ou em agregados clorítico-sericíticos finamente disseminados. Rutilo, turmalina e zircão estão presentes em quantidades acessórias.

#### **4.1.3. Suite Tromai**

Esta unidade estende-se longitudinalmente em uma faixa de 8 a 10 km ao longo da borda nordeste da área, sendo constituída por rochas quartzo-dioríticas, tonalíticas, granodioríticas e monzograníticas regionalmente saussuritizadas, deformadas por zonas de cisalhamento relativamente discretas, que preservaram *núcleos* pouco alterados onde se observa a textura ígnea granular original.

As rochas que constituem essa unidade distribuem-se em duas faixas longitudinais NW-SE. A primeira faixa, localizada ao longo do contato com as rochas da seqüência vulcanossedimentar, compreende tonalitos e quartzodioritos e a segunda, que se estende ao longo da borda nordeste da área, a nordeste da estrutura do Cipoeiro e dos morrotes no ponto conhecido como alto da fazenda Paraná, é constituída de tonalitos e quartzodioritos (Figura 4.1).

O contato entre esta unidade estratigráfica e as supracrustais do Grupo Gurupi é tectônico, ao longo de zonas de cisalhamento e falhas. Lentes de tonalitos encontram-se tectonicamente aleitadas dentro da seqüência vulcanossedimentar. Adicionalmente, existem fortes anomalias de potássio que delineiam uma dobra de arrasto de dimensões quilométricas rompida ao longo de uma zona de falha N-S, localizada ao sul da inflexão para WNW que o *corredor de alta deformação* faz quando atravessa o rio Gurupi. Somente essas anomalias de potássio não são suficientes para delinear a forma e extensão desses corpos devido à precariedade das exposições na área. Aparentemente, trata-se de lentes de granitóides tectonicamente aleitadas entre as rochas do Grupo Gurupi e aquelas do Complexo Maracaçumé posteriormente dobradas e rompidas por uma zona de falha referida neste trabalho como *zona de falha N-S do rio Gurupi*. Embora esta anomalia se localize próximo da lente de intrusiva com direção geral NNW-SSE cartografada por Pastana (1995) nas vizinhanças do povoado de Itamataré, estas não são coincidentes. Adicionalmente, não se encontraram feições estruturais e geofísicas que suportem essa geometria claramente discordante em relação à trama estrutural dominante do cinturão. Entretanto, admite-se que se tratam de rochas de composição granítica, no sentido amplo do termo, correlacionáveis àquelas da Suite Tromaí.

A Suite Tromaí, nos termos adotados neste trabalho, compreendem rochas do Tonalito Itamoari de Pastana (1995) e os demais tipos petrográficos mencionados acima. Como discutido anteriormente na seção deste trabalho sobre estratigrafia regional, a permanência do Tonalito Itamoari como unidade estratigráfica mostra-se pouco consistente em face das novas informações geológicas e geocronológicas que demonstram, além de similaridade composicional, idades correlacionáveis àquelas determinadas em rochas da Suite Tromaí do domínio cratônico a norte. O grau de deformação não poderia ser usado como critério para individualizar uma unidade estratigráfica, como aparentemente se deu. Os próprios autores que individualizaram o Tonalito Itamoari admitiram que as rochas tonalíticas a trondhjemíticas que afloram no curso médio do rio Gurupi “seguramente ... representam os equivalentes retrabalhados dos granitóides da Suite Tromaí...” dentro do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Pastana, 1995).

A seguir encontram-se descrições dos litotipos mais representativos desta unidade.

**Tonalito alterado** - Rocha de granulação média a grossa, textura predominantemente granular e variações texturais porfiríticas, frequentemente exibindo foliação milonítica. Esta rocha exhibe também alteração saussurítica regional (Figura 4.7-A).

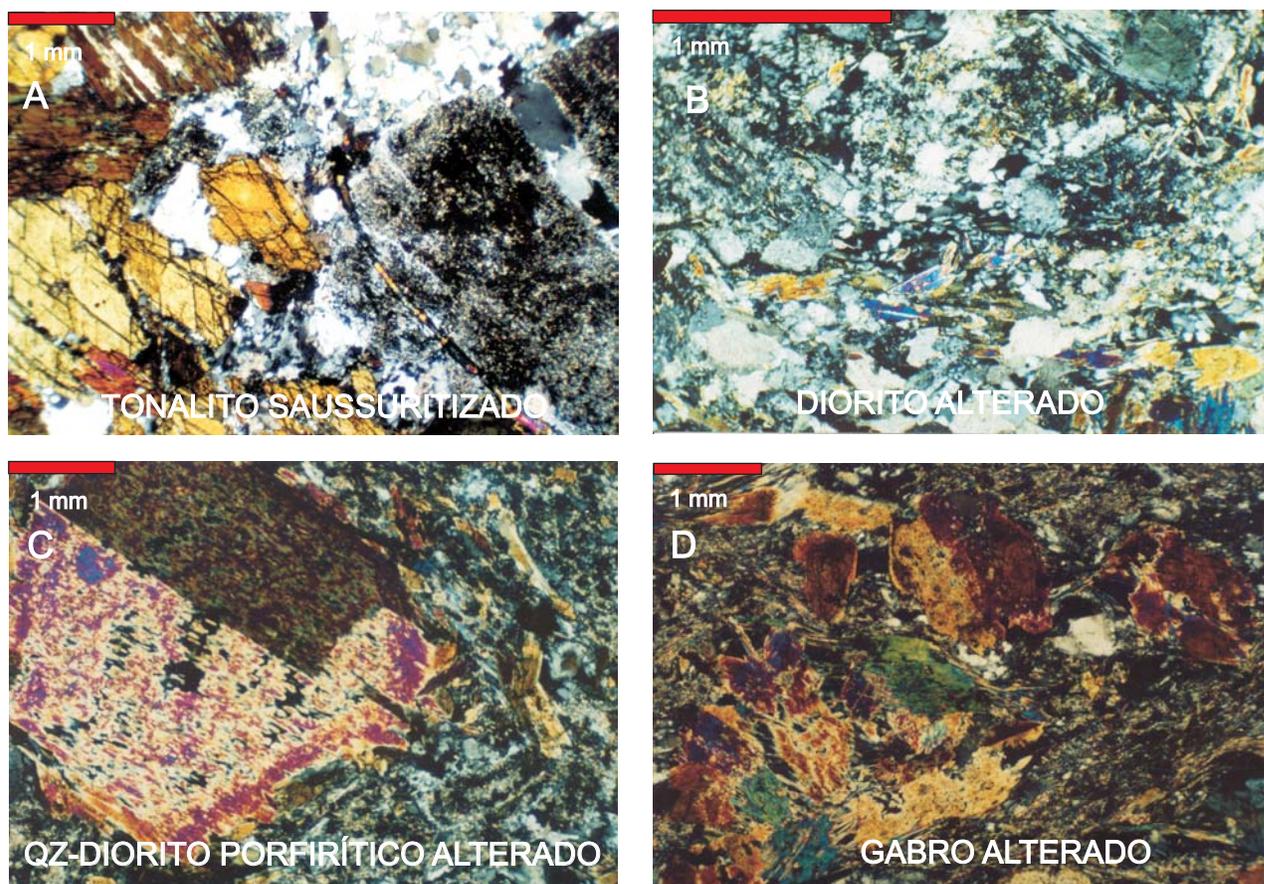


Fig. 4.7. Seções delgadas mostrando características composicionais e texturais microscópicas de um tonalito e um diorito da Suite Tromai e de duas rochas intrusivas básicas associadas à seqüência vulcanossedimentar do Gurupi: (A) tonalito alterado, cristais subédricos de plagioclásio alterados para saussurita, com quartzo intersticial; (B) diorito alterado com cristais prismáticos de actinolita e plagioclásio e agregados de clorita; (C) quartzodiorito porfirítico alterado, fenocristais de actinolita (prováveis pseudomorfos de hornblenda) em matriz granular composta de plagioclásio, quartzo e hornblenda; (D) metagabro com cristais prismáticos de hornblenda envoltos em uma matriz cisalhada e alterada, composta de epidoto, sericita, clorita e quartzo (saussurita).

Composição petrográfica típica dessa rocha nas proximidades de zonas mineralizadas consiste de quartzo (15%), plagioclásio sericitizado (50%), clorita (31%), titanita 4%. Zircão, calcita e minerais opacos ocorrem em quantidades ínfimas. O plagioclásio é andesina a qual ocorre como fenocristais anédricos a subédricos alterados em diferentes graus para sericita. O quartzo é anédrico, intersticial, cisalhado e parcialmente recristalizado, mostrando forte extinção ondulante. Clorita ocorre como lamelas diminutas, tanto disseminadas quanto em agregados orientados. Esse mineral é rico em ferro, com pleocroísmo em cores que variam de amarelo a verde-claro. Titanita é microgranular, ocorrendo como inclusões na clorita, alterando-se localmente para leucoxênio. Zircão e calcita de granulação fina estão presentes como acessórios disseminados na rocha.

**Microdiorito saussuritizado** - Rocha foliada de granulação fina a média, freqüentemente deformada e hidrotermalmente alterada, com textura predominantemente granular, apresentando localmente variações porfíricas (Figura 4.7-B).

Essas rochas consistem de plagioclásio saussuritizado (52%), hornblenda (33%), epidoto (5%), clorita (3%), minerais opacos (2%), carbonato (2%), quartzo (1%), titanita (1%) e apatita (traços). Plagioclásio ocorre como fenocristais reliquiares subédricos, completamente alterados para saussurita, localmente carbonatizados. Ripas de plagioclásio de granulação fina encontram-se presentes na matriz igualmente substituídas por saussurita (agregado microcristalino de epidoto, sericita e carbonato). A hornblenda ocorre como fenocristais reliquiares subédricos deformados e como cristais prismáticos orientados de granulação fina na matriz, apresenta pleocroísmo em cores que variam de amarelo a verde/oliva e verde-azulado, levemente alterado para clorita verde-clara. Epidoto e clorita ocorrem como produtos de alteração da hornblenda. Encontra-se epidoto preenchendo fraturas e como produto de alteração saussurítica do plagioclásio. Quartzo ocorre na matriz como agregados microcristalinos intersticiais bem como em vênulas preenchendo fraturas. Os minerais opacos são na maioria sulfetos os quais ocorrem como cristais anédricos a subédricos de granulação fina e disseminados na rocha. Titanita e apatita estão presentes como minerais acessórios. A titanita é mais freqüente ocorrendo como inclusões na clorita e hornblenda provavelmente como produto de alteração. Este mineral exibe alteração para leucoxênio. A apatita esta presente como finos cristais disseminados na rocha.

**Granodiorito saussuritizado** - Rocha de granulação média a grossa, de coloração freqüentemente esverdeada, onde a textura primária ainda pode ser reconhecida embora algumas fases ígneas tenham sido substituídas por minerais de baixa temperatura.

A composição mineralógica típica dessas rochas consiste de plagioclásio saussuritizado (50%), quartzo (16%), feldspato potássico (16%), clorita (10%), titanita (<1%), epidoto (traços), e minerais opacos (traços). O plagioclásio é a fase mineral mais abundante, ocorrendo como cristais subédricos completamente substituídos por um agregado constituído de diminutas lamelas de sericita, clorita e epidoto de granulação muito fina. Alguns dos cristais apresentam bordas estreitas de coloração clara, de geração tardia, provavelmente albíticas. O quartzo ocorre como cristais anédricos com forte extinção ondulante, às vezes em forma de *fitas*. O feldspato potássico ocorre intersticialmente em relação aos grãos de plagioclásio, apresentando-se também intensamente substituído por *flamas* de pertita. A clorita ocorre como pseudomorfos de anfibólio e biotita, formando agregados densos conjuntamente com minerais opacos e titanita. Titanita também ocorre como cristais euédricos disseminados, de granulação grossa.

#### **4.1.4. Rochas metaintrusivas básicas e ultrabásicas.**

Sondagens nos principais alvos de exploração de ouro realizadas pela Mineração Chega Tudo Ltda., localizados no domínio da seqüência vulcanossedimentar, revelaram uma série de rochas intrusivas de composição básica a ultrabásica de granulação média a grossa, metamorfizadas em fácies xisto-verde e, na maioria dos casos observados, intensamente hidrotermalizadas e tectonicamente aleitadas com as rochas supracrustais do Grupo Gurupi.

As relações de contato com as demais rochas da seqüência vulcanossedimentar observadas são de natureza estrutural, as quais se fazem por meio de zonas de cisalhamento. Esses corpos exibem tipicamente foliação milonítica nas zonas de contato e um núcleo mais preservado da deformação. Apesar da intensa substituição por fases minerais hidrotermais, a textura ígnea original ainda pode ser observada nesses núcleos menos deformados. Não foi possível, entretanto, correlacionar essas rochas a nenhuma das unidades estratigráficas formalizadas para a região.

Os litotipos mais freqüentes são metagabros e metadioritos. Alguns desses corpos são lentes relativamente estreitas de dimensões métricas, alcançando até algumas dezenas de metros,

entretanto corpos maiores de metagabro parcialmente cisalhados de cerca de 100 m de espessura foram observados nas proximidades do morro do Estopeiro na área de Chega-Tudo. Na região de Ubinzal, cerca de 4 quilômetros a WNW do povoado do Jibóia, localizado na margem esquerda do rio Gurupi (Figura 4.1), furos de sonda interceptaram uma rocha ultrabásica identificada como wherlito alterado (Costi, 1998).

A seguir encontram-se descrições de algumas dessas rochas intrusivas básicas a ultrabásicas mais abundantes intercaladas na seqüência vulcano-sedimentar.

**Quartzodiorito metamorfizado** - rocha de granulação média fracamente foliada e hidrotermalmente alterada mostrando textura hipidiomórfica granular preservada e localmente texturas granoblásticas (4.7-C).

A composição mineralógica típica é plagioclásio saussuritizado (40%), actinolita (30%), clorita (5%), carbonato (4%), quartzo (7%), epidoto (1%), sericita (1%) e titanita (3%). Apatita, minerais opacos e hornblenda ocorrem em quantidades mínimas.

O plagioclásio é andesina, a qual ocorre como cristais subédricos parcialmente alterados para saussurita. Quartzo ocorre em cristais anédricos de granulação fina, aparentemente secundários, produtos de silicificação posterior, os quais formam agregados cristalinos granoblásticos. Actinolita está presente como cristais não-orientados com pleocroísmo em cores que variam de verde-claro a verde-azulado claro, encontrando-se parcialmente alterada para carbonato e clorita. Cristais esparsos de hornblenda também foram observados, mas em quantidades mínimas. Lamelas de biotita, parcialmente alterada para clorita verde-clara, ocorre como agregados orientados, apresentando pleocroísmo em cores que variam de amarelo a marrom-claro. Calcita anédrica de granulação fina ocorre como produto de alteração de plagioclásio e actinolita. Epidoto e sericita também estão presentes como minerais secundários, formando agregados microgranulares resultantes da saussuritização do plagioclásio. Titanita ocorre como inclusões na clorita e actinolita, formando agregados microcristalinos. Apatita e minerais opacos de granulação fina estão presentes em quantidades acessórias disseminados na rocha.

**Wherlito alterado** - Rocha ultramáfica composta essencialmente de serpentinas, clinopiroxênio e anfibólio. Quantidades menores de ortopiroxênio e minerais opacos também são observadas. A textura é granular definida por clinopiroxênios euédricos de granulação grossa em uma matriz densa constituída de serpentina.

Mineralogicamente esta rocha é composta de serpentina (45%), clinopiroxênio (37%), anfibólio (10%), ortopiroxênio (5%), minerais opacos (2%), cloritas (1%). A serpentina é uma fase tardia formada por alteração magmática tardia ou por alteração hidrotermal de olivina. As serpentinas ocorrem como agregados compactos impregnados de minerais opacos de granulação fina. O clinopiroxênio (provavelmente augita) ocorre como cristais euédricos grandes, parcialmente substituídos por actinolita e clorita. Os anfibólios ocorrem substituindo o piroxênios ou como cristais subédricos estreitos. Os ortopiroxênios são raros, ocorrendo como cristais anédricos de granulação média.

Trata-se de uma rocha ultramáfica constituída de olivina, clinopiroxênio e quantidades subordinadas de ortopiroxênio, alterada hidrotermalmente.

**Gabro alterado** - Rocha básica foliada de granulação média, intensamente deformada, alterada hidrotermalmente, com textura reliquiar granular parcialmente preservada (4.7-D).

A composição mineralógica típica dessas rochas consiste de plagioclásio saussuritizado (40%), actinolita (35%), hornblenda (10%), clorita (10%), quartzo (3%), titanita (1%) e minerais opacos (1%). Apatita e plagioclásio ocorrem em quantidades ínfimas. A actinolita forma cristais subédricos prismáticos de granulação média e cristais fibrosos orientados, mostrando pleocroísmo em tons de verde-pálido. Hornblenda forma cristais subédricos prismáticos de granulação fina a média, freqüentemente zonados, com um núcleo marrom e bordas verde-escuro. O epidoto e sericita são produtos de alteração saussurítica do plagioclásio, os quais formam agregados cristalinos orientados, mas que em parte preservam a textura original de plagioclásio. Embora raros, cristais de plagioclásio de granulação fina também são observados. Cristais anédricos de quartzo de granulação fina formam pequenos agregados orientados. Clorita rica em ferro está presente como produto de alteração substituindo a actinolita e exibindo pleocroísmo em cores que variam de amarelo-esverdeada e verde-claro. Minerais opacos, titanita e apatita são acessórios comuns, os quais ocorrem como cristais disseminados de granulação fina. Os minerais opacos consistem principalmente de ilmenita, que freqüentemente constituem núcleos de cristais de titanita.

Trata-se de uma rocha básica deformada e intensamente hidrotermalizada (saussuritização, anfibolização, e cloritização) que localmente preserva a textura ígnea original.

#### 4.1.5. Coberturas aluviais recentes

Esta unidade compreende os depósitos aluviais recentes, geralmente estreitos que ocorrem ao longo das drenagens locais. Em alguns locais, essas planícies se estendem lateralmente por centenas de metros, podendo alcançar até mais de um quilômetro de largura.

O contato com as demais unidades da área é discordante erosivo.

São sedimentos arenosos e areno-siltosos, com variações conglomeráticos. Os seixos, quando presentes, são subarredondados, compostos predominantemente por fragmentos retrabalhados de veios de quartzo e, em menor quantidade, de concreções lateríticas ferruginosas.

Esses depósitos foram alvo de intensa lavra garimpeira e continuam ser intermitentemente retrabalhados por meio de desmonte e bombeamento hidráulico para concentração de ouro em caixas de concentração rudimentares e recuperação deste metal por amalgamação com mercúrio. Raramente se encontram planícies e terraços aluviais colmatados que não tenham sido lavrados ou testados para ouro na região de Cedral e Chega-Tudo. Adicionalmente, esses depósitos sedimentares encontram-se fortemente contaminados por rejeito de garimpos, provenientes do desmonte hidráulico de material saprolítico, que são lançados nas drenagens locais.

#### 4.2. O MANTO INTEMPÉRICO E A GEOMORFOLOGIA LOCAL

A relevo da área de estudo desenvolveu-se a partir de uma superfície erosiva regional aplainada, de baixas elevações, sustentada por um perfil laterítico maduro do Terciário Inferior (Costa, 1993). Mudanças climáticas e atividade neotectônica subseqüentes desencadearam processos erosivos responsáveis pela remoção extensiva dos horizontes superiores desse perfil laterítico, redefinindo o relevo local.

Um segundo ciclo erosivo e intempérico importante, porém menos efetivo, teve lugar no Quaternário levando à formação de perfis lateríticos menos evoluídos associados a um relevo ondulado de elevações mais baixas (Costa, 1993).

Processos erosivos exumaram, na área como um todo, os horizontes inferiores desses perfis, chegando expor em alguns sítios a própria rocha sã. Desse modo, a configuração atual da paisagem pode ser visualizada como perfis lateríticos truncados que afloram como testemunhos

desses ciclos erosivos antigos entre extensos terraços aluviais mais jovens. Essas feições geomorfológicas constituem, em conjunto, o relevo residual desenvolvido a partir dos perfis lateríticos, sob influência da estruturação proterozóica do Cinturão de Cisalhamento Gurupi e das bacias sedimentares fanerozóicas adjacentes.

#### 4.2.1. Características do perfil intempérico local

O manto intempérico na região alcança cerca de 90 m de profundidade em sítios onde o perfil laterítico completo está preservado. Essa espessura pode ser constatada em perfis de sondagem rotativa a diamante nos alvos Montes Áureos e Morro do Estopeiro perfurados durante trabalhos de exploração na área. Em ambos os casos as elevações locais alcançam cotas de mais de 150 m no topo dos horizontes ferruginosos (MCT, 1996a e 1996b).

Embora o detalhamento dos perfis intempéricos esteja fora do escopo do presente trabalho, os perfis lateríticos observados na área de estudo apresentam características que permitem correlacioná-los àqueles descritos na Amazônia por Costa (1993), que os separou em dois grupos principais: (a) perfis maduros; e (b) perfis imaturos.

**Perfis lateríticos maduros** – Perfis lateríticos completos estão associados ao *sistema de relevo residual de platôs* (Fig. 4.8-A).

Na região de Montes Áureos, da base para ao topo, pode-se individualizar todos os horizontes clássicos de perfis lateríticos maduros descritos por Butt & Zeegers (1992): (a) rocha mãe, (b) zona de transição, (c) horizonte saprolítico de granulação fina e de granulação grossa, (d) zona mosqueada, (e) crosta laterítica, e (f) latossolos.

Os horizontes ferruginosos superiores dos perfis maduros representam o topo do manto intempérico da região. Estes marcam antigas superfícies erosivas que ainda podem ser reconhecidas e correlacionadas em escala regional.

Se por um lado os horizontes ferruginosos superiores dos perfis lateríticos são correlacionáveis em escala regional, a superfície de transição do saprolito para rocha fresca nas áreas sondadas mostra-se irregular, sendo função de características estruturais e composicionais específicas da rocha que controlam localmente a percolação de águas meteóricas ou apresentam reatividade química diferenciada às soluções percolantes.

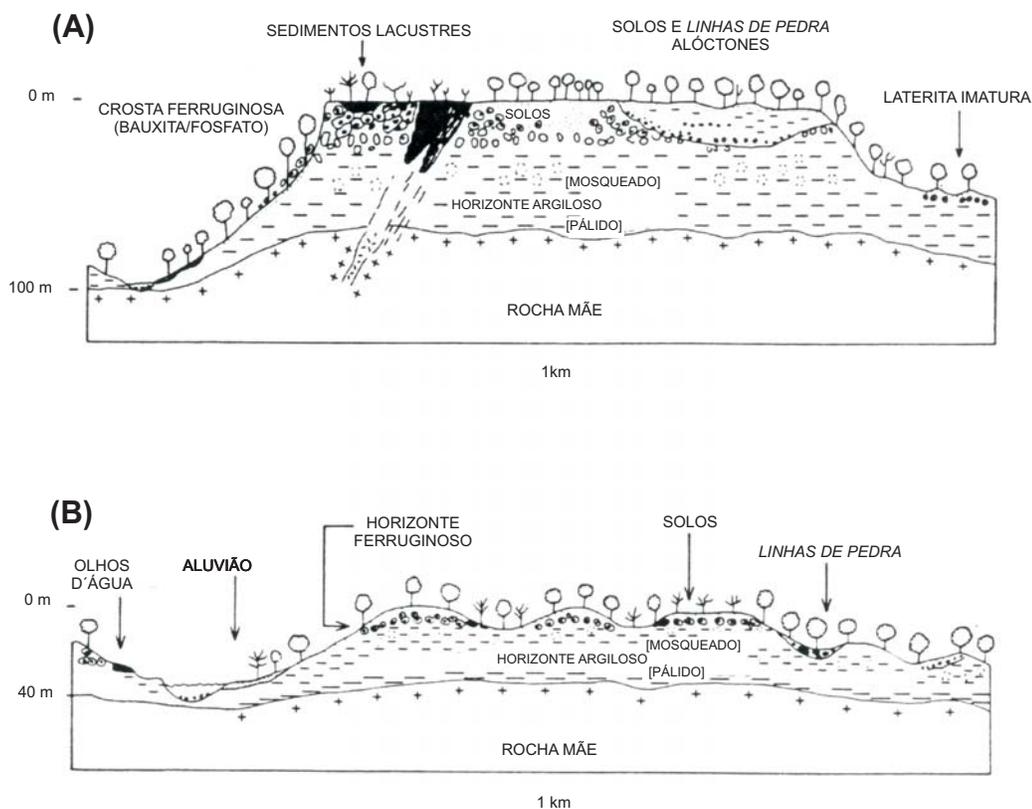


Fig. 4.8. Seções geológicas simplificadas de: (A) terrenos lateríticos maduros e (B) terrenos lateríticos imaturos da região amazônica, mostrando perfis completos, truncados e não-aflorantes, observados em cada uma das situações (Modificado de Costa, 1993).

Os metassedimentos vulcanogênicos, por exemplo, que constituem um marcador estrutural e topográfico proeminente ao longo do contato nordeste da seqüência vulcanossedimentar, é mais resistente ao intemperismo do que as metavulcânicas de composição intermediária e tonalitos adjacentes. Em perfil, o limite inferior do horizonte saprolítico salta mais de vinte metros para cima no ponto de contato dos dacitos mineralizados, a sudoeste, com as rochas ricas em quartzo e muscovita/sericita dos metassedimentos vulcanogênicos do domínio vulcânico do depósito de Chega-Tudo.

Os perfis lateríticos maduros observados estão na maioria dos casos truncados, expondo o horizonte saprolítico, a zona mosqueada e, mais raramente, onde os agentes erosivos foram mais efetivos, expõem os próprios protólitos não-intemperizados.

**Perfis imaturos** – Esse tipo de perfil laterítico pode ser reconhecido em morrotes de topo aplainado com cotas recorrentes em torno de 130 m, portanto mais baixas que aquelas dos perfis maduros, sendo correlacionáveis àqueles formados no segundo ciclo erosivo e intempérico do Quaternário Inferior descritos por Costa (1993).

Esses perfis estão expostos em cavas de garimpo, principalmente naqueles que ocorrem ao longo do *corredor de alta deformação* que retrabalhou as rochas da seqüência vulcanossedimentar do Gurupi. Não se observam crostas lateríticas desenvolvidas. Freqüentemente apresentam latosolos argilosos e pisolíticos vermelhos no topo e *linhas de pedra* a uma profundidade de até dois metros abaixo da superfície (Fig. 4.8-B). Crostas lateríticas, quando presentes, ocorrem como horizontes ferruginosos concrecionários desmantelados. As *linhas de pedra* são constituídas essencialmente de fragmentos de crosta laterítica e de veio de quartzo, freqüentemente subarredondados.

#### 4.2.2. Aspectos geomorfológicos locais

A área de trabalho é dominada por um sistema de relevo de degradação maturamente dissecado, colinoso, suave a moderadamente ondulado (Fig. 1.2). Este sistema de relevo dominante é cortado de uma extremidade a outra da área por um corredor com direção NW-SE formado por morrotes alongados alinhados subparalelamente, coincidente com o *corredor de alta deformação* do cinturão. Esses dois sistemas de relevo são interrompidos na porção sul da área, por uma faixa NNE-SSW, onde predomina um relevo colinoso de platôs. Finalmente,

entrecortando as feições de relevo residuais positivas acima mencionadas ocorrem formas de relevo aplainadas por agradação, representadas por planícies aluviais quaternárias.

A amplitude máxima do relevo local é de cerca de 110 m. As maiores elevações da área alcançam 185 m acima do nível do mar em morrotes isolados ao sul de Montes Áureos e Cedral. As planícies de inundação do rio Gurupi, com cotas em torno de 75 m acima do nível do mar, representam o nível de base da área.

A área de estudo pode ser compartimentada em quatro sistemas de relevo principais, de acordo com definição de Ponçano *et al.* (1979), cada um dos quais caracterizado por uma forma de relevo dominante: (a) o de planícies aluviais, (b) o colinoso suavemente ondulado, (c) o de relevo residual de morrotes alongados paralelos e (d) o colinoso de platôs.

**Sistema de relevo de planícies aluviais** – Este domínio ocorre ao longo dos diversos ribeirões e córregos que drenam a área, formando *flats* colmatados entre os morrotes e colinas que ocorrem na área.

As planícies aluviais que ocorrem ao longo das drenagens locais formam faixas geralmente restritas a algumas dezenas metros de largura. Entretanto, em alguns locais, essas planícies perfazem centenas de metros, podendo alcançar até mais de um quilômetro de largura.

A maior expressão superficial deste sistema de relevo ocorre ao longo do rio Cachoeira na porção central e NW da área; do igarapé Tucunaré, no seu segmento final próximo a sua desembocadura no rio Gurupi, na porção NW da área; na zona de confluência do igarapé Montes Áureos com os igarapés Monte Cristo e Igarapé de Areia, respectivamente; e a sudeste da área de estudo, ao longo do rio Maracaçumezinho.

**Sistema de relevo colinoso suavemente ondulado** – Esse é o sistema de maior expressão superficial da área de estudo e se estende ao longo de duas faixas NW-SE, localizadas a nordeste e sudeste do *corredor de alta deformação*. Essas faixas estão interrompidas por um segmento alongado NE-SW na porção central e sudeste da área, onde predomina o relevo colinoso de platôs lateríticos, e por *flats* aluviais ao longo de drenagens de pequeno a médio porte ativas na área.

Os terrenos aplainados suavemente ondulados caracterizam-se por ondulações suaves formadas por colinas baixas médias a grandes de topos amplos arredondados, perfis suavemente convexos, baixas amplitudes e gradientes suaves. Esse sistema de relevo é sustentado por rochas granodioríticas a tonalíticas da Suite Tromai na faixa nordeste, e pelos xistos de granulação grossa e gnaisses do Complexo Maracaçumé na faixa a sudoeste do *corredor de alta deformação*.

Na faixa sudoeste, a presença de morrotes e colinas alongadas com amplitudes de relevo maiores são mais freqüentes, embora estas raramente ultrapassem 30 m de amplitude local. Colinas isoladas com perfil retilíneo a suavemente convexo, sustentado por perfis lateríticos imaturos, são feições comuns nesse compartimento entre as cotas 120 a 135 m.

**Sistema de relevo de morrotes alongados paralelos** – Este sistema, desenvolvido sobre rochas supracrustais da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, está bem representado no *corredor de alta deformação* com direção geral NW-SE, que se estende de uma extremidade a outra na porção central da área do trabalho e ao longo de algumas de suas ramificações.

Morrotes alongados, de topo arredondado, perfil predominantemente convexo com gradientes moderados, alinhados subparalelamente e colinas alongadas de características semelhantes àquelas descritas para os morrotes são as formas de relevo dominantes. Isoladamente ocorrem platôs de perfil retilíneo a convexo, gradientes mais acentuados e cotas em torno de 120 a 135 m sustentadas por perfis lateríticos imaturos ao longo do *corredor de alta deformação*. Este sistema destaca-se na topografia local pela rugosidade maior do terreno sob forte controle estrutural NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

**Sistema de relevo colinoso de platôs** – Esse domínio geomorfológico ocorre como um faixa positivamente destacada na área de estudo, caracterizada pela presença de uma série de colinas de topo aplainado, freqüentemente alongadas e alinhadas na direção NE-SW, discordantemente em relação à estruturação geral NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, que controla o domínio de morrotes alongados.

O sistema de relevo colinoso de platôs está relativamente restrito ao interflúvio do rio Maracaçumezinho e drenagens que formam as cabeceiras do rio Cachoeira. Estende-se para NNE desde a região ao sul de Montes Áureos e Cedral, em direção ao cruzamento das estradas Pico-Eixo com a Faixa-40, até o limite da área de estudo. São colinas pequenas a médias de topos e aplainados que ocorrem tanto isoladas como também alinhadas na direção NE-SW. Essas colinas apresentam localmente perfis retilíneos e côncavos, freqüentemente com declividade acentuada que configuram platôs. Essas feições de relevo são correlacionáveis entre si na porção nordeste do *corredor de alta deformação* pelas suas elevações recorrentes em torno de 150 m, uma vez que são sustentadas pelas couraças ferruginosas que capeiam os perfis lateríticos maduros preservados na região.

### 4.3. ANÁLISE DE ELEMENTOS ESTRUTURAIS A PARTIR DE IMAGENS DE RADAR

Para a análise estrutural discutida a seguir foram interpretadas mosaicos de radar de visada lateral, banda-X, geradas pelo sistema GMS-1000, na escala 1:100.000. Esse procedimento seguiu o método lógico e sistemático (Soares & Fiori, 1976) de acordo com as descrições apresentadas na metodologia (Capítulo 01, subitens 1.5.3 e 1.5.4).

Nessas imagens observa-se que as feições de relevo positivas mais destacadas compreendem: (a) o relevo sustentado pelas rochas da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, particularmente ao longo de um *corredor de alta deformação* NW-SE, e (b) os platôs lateríticos parcialmente erodidos, concentrados em duas faixas. A primeira dessas faixas ocorre na porção central da área estendendo-se na direção NNE-SSW e a segunda, com direção NW-SE, ao longo do limite sudoeste da área de estudo (Figura 4.9).

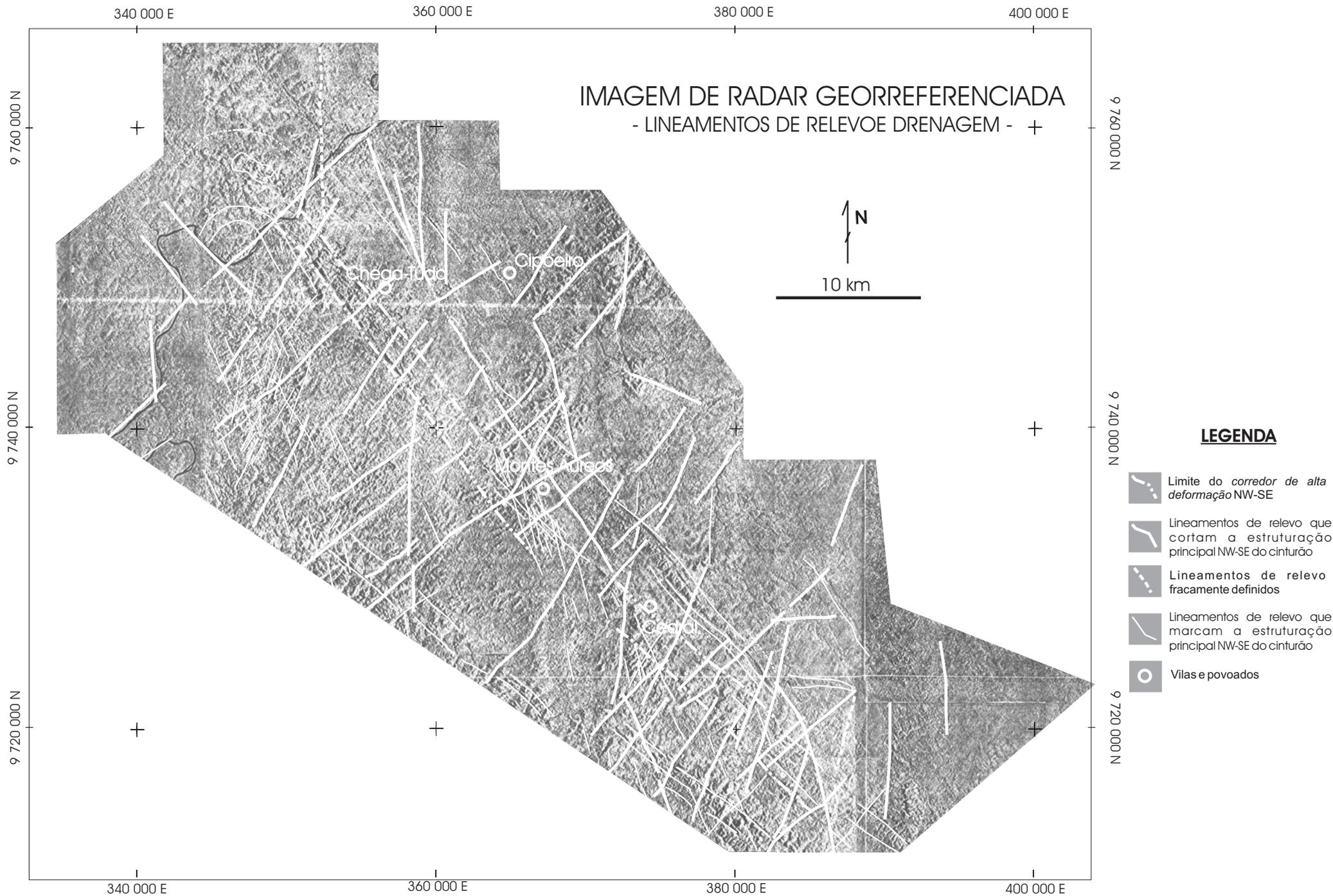
A textura que caracteriza o domínio dos litotipos da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi contrasta com aquelas observadas nos domínios adjacentes correlacionáveis à Suite Tromai e ao Complexo Maracaçumé, respectivamente. Entretanto, não foi possível a separação de domínios texturais menores que permitissem a definição exata dos contatos entre as respectivas unidades litoestratigráficas. Isso se deve fundamentalmente à interferência do perfil intempérico profundo que se encontra heterogeneamente dissecado na área de estudo.

Por outro lado as imagens de radar interpretadas apresentam uma riqueza de informações estruturais através dos lineamentos e lineações de drenagem e relevo. Os principais elementos estruturais evidenciados nas feições de relevo reconhecidos nas imagens serão apresentados a seguir.

#### 4.3.1. Lineamentos e alinhamentos de relevo e drenagem nas imagens de radar

A estruturação geral NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Gurupi encontra-se bem ressaltada nas imagens estudadas. Observam-se dois conjuntos principais de feições estruturais: (a) os lineamentos de drenagem e relevo e (b) as lineações fotogeológicas.

**Lineamentos de relevo e drenagem** - Os lineamentos mostram-se marcantes, com traços retos a levemente curvos a sinuosos, com comprimentos entre 3 km a 20 km, predominando



**Fig. 4.9.** Imagen de radar de visada lateral geo-referenciada onde se encontram destacados os lineamentos de relevo principais da área de estudo. Direção de vôo N-S e altura de vôo de cerca de 11 km (composição a partir de CPRM 1973a, 1973b, 1973c e 1973d).

aqueles com mais que 10 km (Figura 4.9). Esses lineamentos e alinhamentos de relevo e drenagem podem ser agrupados em três famílias principais, (a) NNW-SSE, (b) NNE-SSW, (c) NE-SW; e duas secundárias, menos freqüentes, com direções (a) N-S e (b) E-W (Figura 4.9).

**As lineações de relevo e drenagem** - As lineações de relevo e drenagem mostram-se heterogeneamente distribuídas na área das imagens analisadas (Figura 4.9), sendo representadas por traços curtos (1 km em média). Essas feições desenham o padrão de fundo onde se encontram os traços dos lineamentos de relevo anteriormente descritos.

Um aspecto particular relacionado a essas feições diz respeito na uma aparente concentração desses traços menores em duas zonas dispostas com direção média NNW-SSE, localizadas imediatamente a leste do rio Gurupi e na altura da vila de Montes Áureos (Figura 4.9). Esses traços estão ressaltados por conjuntos de feições em pares cruzados nas direções NNW-SSE e NNE-SSW. Essas duas áreas nas imagens destacam-se por uma textura mais rugosa quadriculada, quando vista em detalhe (Figura 4.9).

Nos segmentos topograficamente mais rebaixados e aplainados, a textura das imagens mostram-se relativamente lisas, não sendo possível o reconhecimento dessas feições estruturais de modo imediato, embora estejam presentes, quando observadas em detalhe. As zonas menos dissecadas, particularmente zonas de platôs lateríticos, exibem melhor a estruturação do terreno, como é o caso da faixa ao longo da borda sudoeste da área.

Pelas razões expostas acima não foi possível hierarquizar e definir de modo adequado as estruturas reconhecidas nas imagens de radar em termos de natureza e importância, porém estas permitem delinear o quadro morfoestrutural geral a partir dessas imagens como será apresentado a seguir.

#### 4.3.1.1. Relações de intersecção e correlações

Quanto as possíveis relações de intersecções entre os traços referidos acima, pode-se verificar:

- (a) feixes de lineamentos NNW-SSE e N-S truncam aqueles NW-SE, e
- (b) todos os lineamentos aparentemente cortam as lineações observadas.

Observações de campo permitiram estabelecer uma correlação entre os lineamentos radargramétricos individualizados e os principais conjuntos de fraturas observados nas rochas

expostas na área. Os possíveis deslocamentos associados com esses traços, entretanto, não estão claramente definidos nas imagens estudadas.

Os traços de lineações fotogeológicas puderam, por sua vez, ser correlacionados a possíveis foliações que, na escala de trabalho utilizada, se encontram pervasivamente distribuídas nas imagens. Essas feições estão bem marcadas na área, caracterizando-se por um padrão ondulado, localmente anastomosado, definidos consistentemente pelas direções WNW-ESE e NW-SE (Figura 4.9).

#### **4.3.2. A estruturação geral da área de estudo com base em imagens de radar**

A estruturação maior, acima mencionada, marcada pelos traços NW-SE, apresenta-se relativamente perturbada por fraturas discordantes, interpretadas com base em informações de campo. Grande parte dessas fraturas e zonas de falhas que tanto cortam e como também são cortadas pela estruturação dominante NW-SE do cinturão constituem os arcabouços estruturais do sistema de grábens do Gurupi (Cretácio) e da Bacia de Pinheiro (Quaternário), descritas por Aranha *et al.* (1988) e Ferreira Jr. (1996), respectivamente.

Os lineamentos N-S e E-W ocorrem em menor quantidade e freqüentemente isolados nos mosaicos de radar. As fraturas E-W são igualmente correlacionáveis àquelas descritas na estrutura *pull-apart* da Bacia de Pinheiro, acima mencionada, enquanto que as N-S são claramente tardias em relação à estruturação geral do cinturão, com deslocamentos aparentes sinistrais, embora sua origem não tenha sido correlacionada a nenhum evento geológico específico até o momento.

Como já foi mencionado anteriormente, as fraturas NE-SW não apresentam deslocamentos observáveis na escala de 1:100.000 que permitam correlações com estruturas de mesmas direções descritas como possíveis zonas antitéticas R' por Pastana (1995). Essas feições tampouco exibem elementos nos mapas aerogeofísicos analisados que permitam caracterizá-las como sendo falhas de transferência NE-SW, pertencentes à estruturação das bacias pré-cambrianas nas quais se depositaram os sedimentos das formações Igarapé de Areia e Viseu, como foi postulado pelos autores mencionados.

#### 4.3.2.1. O arcabouço estrutural da área de estudo

O arcabouço estrutural da área de estudo consiste fundamentalmente de um segmento do cinturão de cisalhamento de alto ângulo com sentido de cisalhamento consistentemente sinistral, evidenciado pelo perfil simétrico dos morrotes e colinas com direção geral NW-SE e pela assimetria de lentes de rocha e ângulo formados pela direção geral NW-SE com estruturas truncadas ou encurvadas, respectivamente, que se observam no corredor central sustentado por litotipos do Grupo Gurupi.

Este corredor central está sendo denominado para efeito de referência como *corredor de alta deformação*, encontrando-se melhor caracterizado nas seções seguintes deste trabalho.

Na altura de Montes Áureos, uma zona de cisalhamento com direção NNW-SSE ramifica-se a partir do *corredor de alta deformação*, marcando a borda sul de uma megalente de rochas do Grupo Gurupi localizada ao norte da vila de Cedral (Figura 4.9).

Esse corredor central mostra-se cortado por feixes de fraturas com direções predominantes NNW-SSE. A primeira dessas zonas de concentração de deformação corta o corredor central na altura de Montes Áureos e a segunda na altura do rio Gurupi (Figura 4.9). Em ambos os casos esses feixes de fraturas coincidem com zonas de forte perturbação estrutural discordantes com a direção geral NW-SE do cinturão, como será mostrado no tópico seguinte. O feixe de fraturas que passa por Montes Áureos coincide com o *splay* descrito acima que se ramifica do *corredor de alta deformação* deslocando rochas supracrustais do Grupo Gurupi.

As fraturas NE-SW são feições proeminentes no arcabouço estrutural da área, mostrando grande extensão. Algumas delas correspondem certamente a falhas geológicas maiores como são os casos daquelas que controlam parcialmente segmentos dos rios Gurupi, igarapé Montes Áureos e rio Maracaçumzinho (Figura 4.9).

As falhas N-S são de ocorrência menos freqüente, encontrando-se bem marcadas no baixo curso do rio Cachoeira, igarapé Cedral e rio Maracaçumé.

#### 4.3.3. Comparação dos lineamento de radar com lineamentos de mapas planialtimétricos

Embora o uso sistemático dos mapas planialtimétricos não tenha sido possível devido à área restrita que estes cobrem, a comparação dos lineamentos observados nesses mapas, e nas

fotografias aéreas a partir dos quais foram gerados, mostraram que não há uma coincidência completa entre as feições morfoestruturais destacadas pelas imagens de radar e aquelas destacadas nos mapas planialtimétricos disponíveis. Nos mapas planialtimétricos disponíveis as direções estruturais mais proeminentes, à parte a estruturação principal NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, são: (a) NE-SW, (b) N-S, (c) E-W, e (d) ENE-WSW.

Isso em parte se explica por razões metodológicas, uma vez que as imagens de radar são produtos de escaneamento do relevo por visada lateral, o que lhe confere um forte componente direcional, enquanto que os mapas planialtimétricos foram gerados a partir de ortofotos.

Em função das linhas de vôo do levantamento radargramétrico utilizado ter sido N-S, este tipo de levantamento ressalta mais as feições submeridianas em detrimento das feições E-W perpendiculares às linhas de vôo.

Adicionalmente, as imagens de radar apresentam um exagero de relevo que contrasta com a amplitude de relevo mostrada nos demais produtos de sensoriamento remoto, tais como imagens Landsat e mapas fotogramétricos, para uma área topograficamente arrasada como aquela em foco.

## 5. METALOGÊNESE DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE OURO DA REGIÃO DE CHEGA-TUDO E CEDRAL

---

A região de Chega-Tudo e Cedral faz parte da Província Aurífera do Gurupi. Este segmento concentra inúmeras ocorrências e pequenos depósitos de ouro aluviais e primários economicamente marginais que têm sido lavrados de modo artesanal e semimecanizado pela comunidade local.

As mineralizações primárias são epigenéticas, mesotermiais sulfetadas, típicas de zonas de cisalhamento, onde o ouro ocorre como única *commodity* mineral. Essas ocorrências podem ser tanto filoneanas quanto disseminadas, freqüentemente acompanhadas de forte alteração hidrotermal das rochas encaixantes. A tipologia dessas ocorrências enquadra-se naquela dos depósitos de ouro orogênicos primários (*orogenic lode gold deposits*) da classificação de Groves (1996).

Na área de estudo destacam-se as lavras dos depósitos aluviais e primários dos garimpos de Chega-Tudo, Estopeiro, Serrinha, Montes Áureos, Cedral e Nadir – todos alojados na seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi – e o do Cipoeiro, que está alojado em tonalitos da Suite Tromai. As porções superiores dos depósitos primários encontram-se intensamente intemperizadas, alteradas pelo espesso perfil laterítico que se desenvolveu na região.

Serão apresentadas a seguir descrições dos depósitos de Chega-Tudo e Cipoeiro, uma vez que os mesmos constituem os depósitos mais significativos conhecidos atualmente na região e também tipificam as principais formas de ocorrência de ouro observadas na área.

### 5.1. O DEPÓSITO DE CHEGA-TUDO

O depósito de Chega-Tudo, localizado na zona de mais alto *strain* do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, é um clássico depósito de ouro mesotermal em zona de cisalhamento. A mineralização está hospedada em metavulcânicas e metapelitos do Grupo Gurupi e em rochas metaintrusivas máficas (Torresini, 2000), metamorfizadas em condições que variaram da fácies xisto-verde baixa a anfibolito baixa (Marchetto, 1996 e 1997; Klein *et al.*, 2001; Yamaguchi & Villas, 2001).

As ocorrências de ouro na região de Chega-Tudo alinham-se em *trends* subparalelos, fortemente controlados pela estruturação local. Alguns desses *trends* podem estender-se por quilômetros.

A mineralização apresenta características estruturais e mineralógicas distintas nos domínios vulcânico e metassedimentar das supracrustais na área.

### 5.1.1. Mineralização no domínio metavulcânico de Chega-Tudo

O ouro ocorre preferencialmente alojado em metadacitos pórfiros e, em quantidades subordinadas, em meta-riodacitos, metandesitos e metabasaltos, fortemente controlado pela estruturação local (Figuras 5.1 e 5.4-E). Estreitas zonas mineralizadas ocorrem também hospedadas em metagabros hidrotermalmente alterados, porém restritas às zonas cisalhadas no contato com as supracrustais do Grupo Gurupi.

São corpos mineralizados estreitos de espessura centimétrica a métrica, descontínuos, subverticais, com direção NW, caimento para SW e com uma componente de *plunge* de 5° a 15° para NW. São visualizados como lentes achatadas com estiramento significativo, onde a relação dos eixos do elipsóide de deformação é do tipo  $x \gg y \gg z$ .

No garimpo Mina Velha, os corpos mineralizados estão arranjados *en échelon* com ângulo de cerca de 10° em relação à direção geral do cisalhamento na área do depósito.

Nos metadacitos, metandesitos e metabasaltos o ouro ocorre de dois modos: (a) disseminado, na zona de intensa alteração hidrotermal, associado a sulfetos, e (b) em vênulas de quartzo, carbonato e sulfeto.

Os dacitos são as principais rochas hospedeiras no domínio sedimentar; entretanto, quando observada em detalhe, a ocorrência de vênulas de sulfeto e de sulfetos, quartzo e calcita em fraturas e microfraturas irregulares (*crackle brecciation*) é o fator diagnóstico mais importante da presença de ouro (Figura 5.3-A). Em outras palavras, o controle reológico parece ser preponderante em relação ao litoquímico, onde lentes de dacitos mais silicificadas, tectonicamente aleitados entre zonas hidrotermalizadas mais plásticas, comportaram-se de modo rúptil. Isso resultou em uma preparação estrutural mais efetiva para a percolação dos fluidos mineralizantes em condições mais frias, tardias em relação pico metamórfico e deformacional.

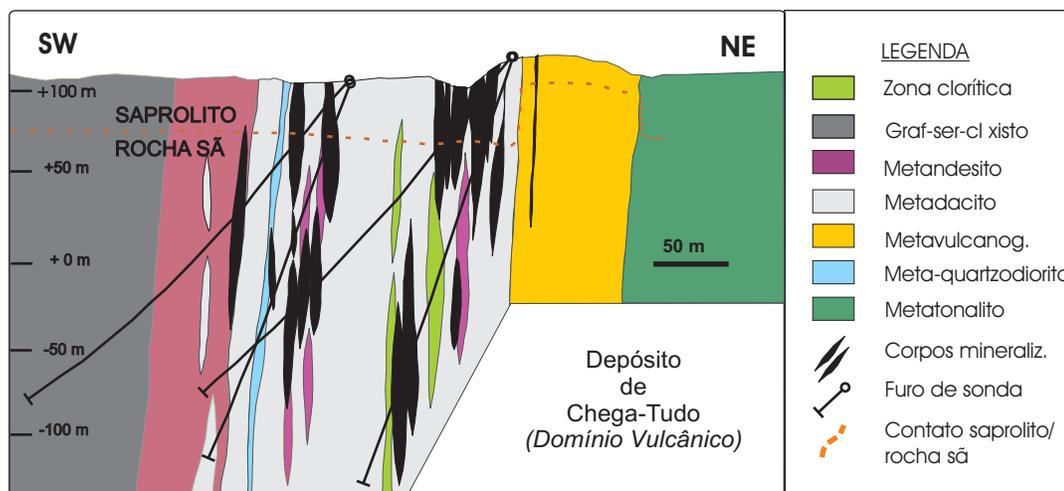


Fig. 5.1. Seção geológica típica do domínio vulcânico do depósito de Chega-Tudo mostrando forte lenticularização dos litotipos encontrados. Os corpos mineralizados são igualmente estreitos e descontínuos. Notar o salto do limite saprolito-rocha sã no contato do metadacito com as metavulcanoclásticas. Reinterpretado a partir de Torresini (2000).

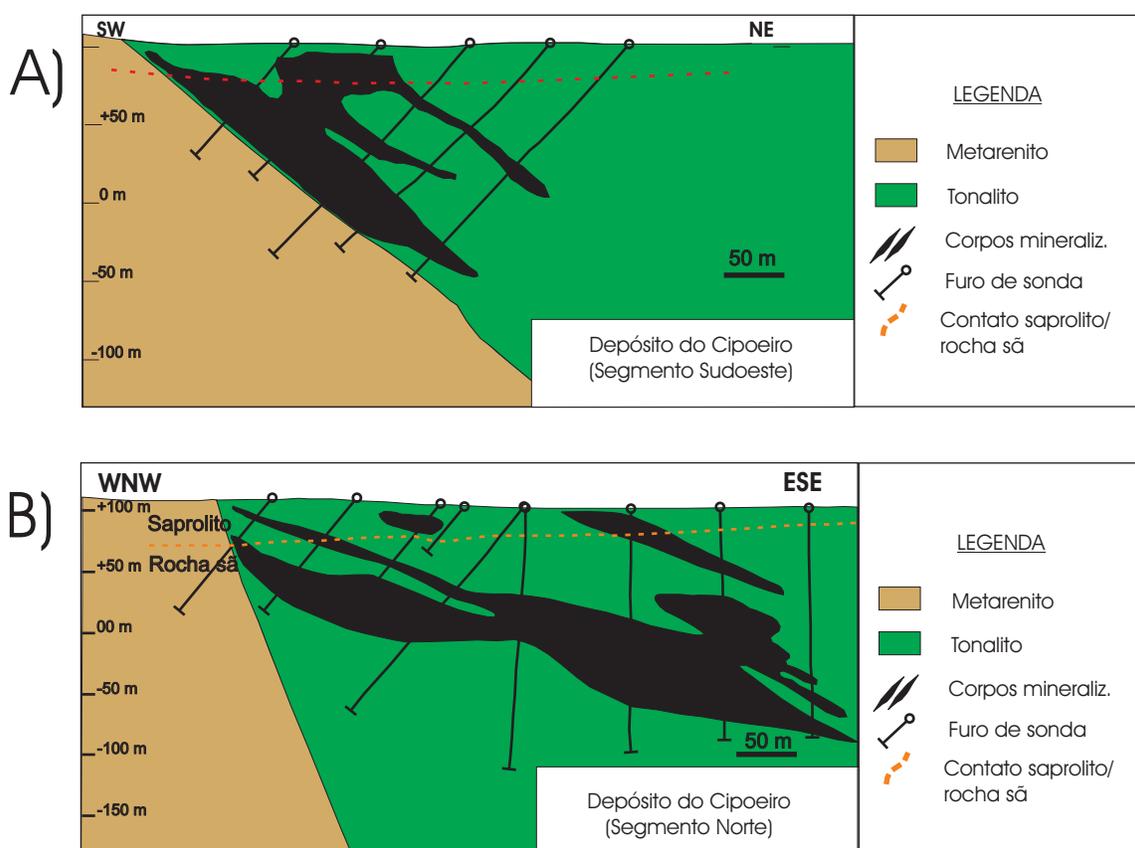


Fig. 5.2. Perfis geológicas mostrando a disposição dos corpos mineralizados no depósito de Cipoeiro: (A) seção cortando um dos segmento com orientação NW do depósito, notar a proximidade da zona mineralizada com o contato tonalito-metarenito; e (B) seção do corpo mineralizado típico do segmento norte do depósito, onde a zona mineralizada está distanciada da zona de contato litológico como no caso anterior. Reinterpretado a partir de Torresini (2000).

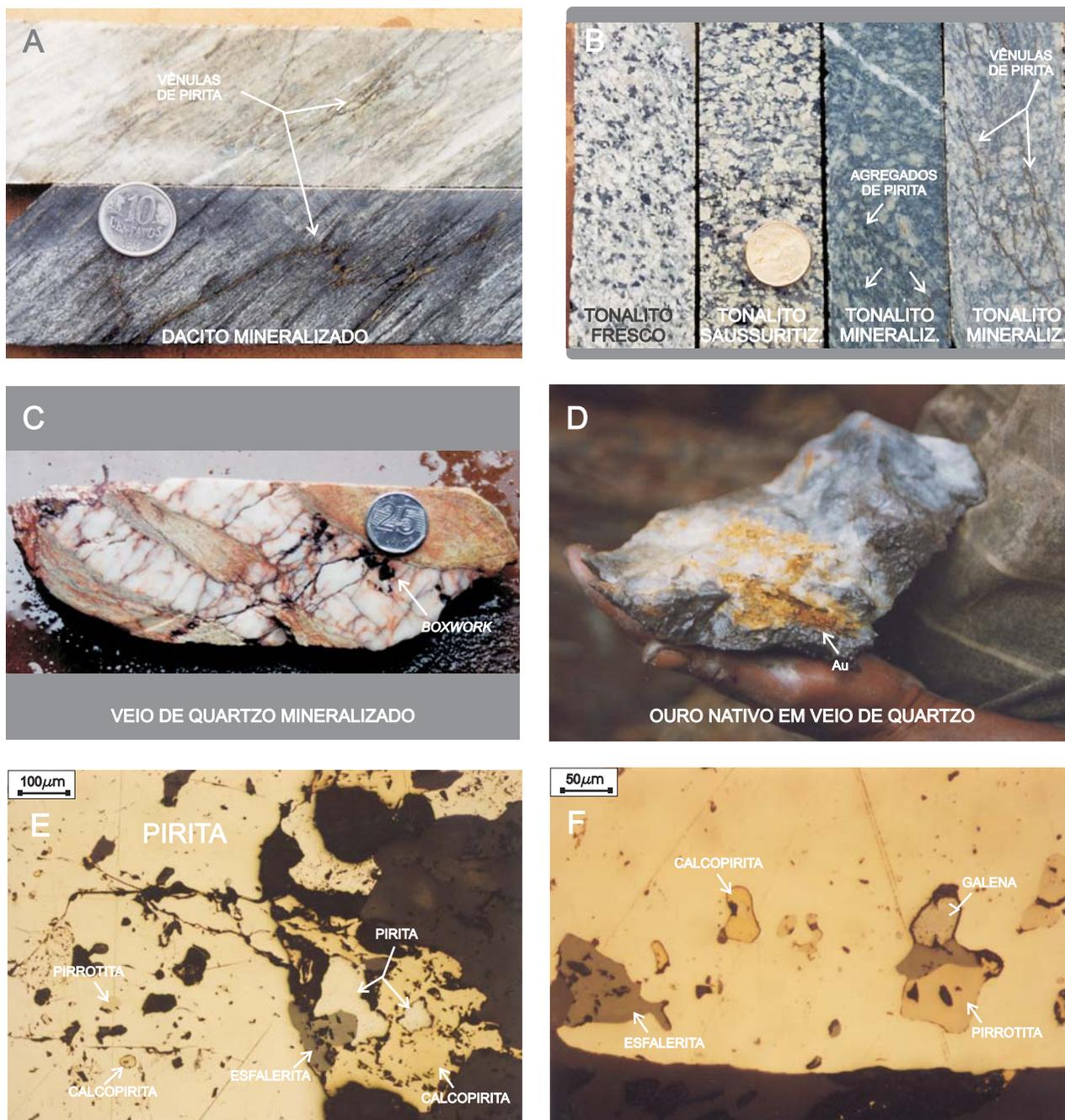


Fig. 5.3. (A) amostras de dacitos mineralizados da região de Chega-Tudo, onde se destacam vênulas de sulfetos preenchendo craquelamentos e fraturas irregulares discordantes (*crackle brecciation*); (B) Alteração hidrotermal associada à mineralização aurífera em tonalito do depósito do Cipoeiro, mostrando (da esquerda para a direita): tonalito porfirítico fresco, alteração saussurítica regional, que preserva a textura ígnea, e a alteração texturalmente destrutiva de carbonato-sílica-clorita-sericita da zona mineralizada; (C) veio de quartzo leitoso mineralizado com *boxwork*, parcialmente preenchido por material limonítico, onde se observam pseudomorfos de sulfetos, garimpo do Bentivi; (D) veio de quartzo com ouro nativo, garimpo da Serrinha; (E) e (F) Seções polidas de minério sulfetado do domínio vulcânico do depósito de Chega Tudo. A pirita é o principal sulfeto, calcopirita, pirrotita, galena e esfalerita ocorrem como inclusões dentro dos cristais de pirita. Ocorre também arsenopirita, porém em quantidades mínimas.

A mineralização alojada nas rochas vulcanogênicas com magnetita é filoniana, ocorrendo como veios de quartzo leitoso isolados, subconcordantes com a foliação. São veios com espessuras centimétricas a decimétricas, porém podem chegar a pouco mais de um metro, e apresentam feições de estiramento do tipo *pinch-and-swell*, encontrando-se localmente budinados (Figuras 5.3 -B e 5.3-C).

Embora a identificação da assembléia mineral gerada pelo evento mineralizador não seja uma tarefa fácil, visto que a mesma coincide em grande parte com a assembléia metamórfica regional, a alteração hidrotermal consiste de clorita, quartzo, sericita e calcita com sulfetos associados.

A pirita compreende mais de 90% dos sulfetos, ao passo que a calcopirita e a arsenopirita, quando presentes, ocorrem em quantidades subordinadas. Esfalerita e galena ocorrem em quantidades traços identificadas em seções polidas de intervalos mineralizados sulfetados (Figuras 5.3-E, 5.3-F e 5.4-A).

### **5.1.2. Mineralização no domínio metassedimentar de Chega-Tudo**

O ouro está alojado em metapelitos representados por xistos carbonosos, clorita-sericita xistos, sericita-clorita xistos e (quartzo)-sericita xistos, freqüentemente com contribuição carbonosa/grafitosa, que variam de uma composição dominante a outra, em parte devido ao forte aleitamento tectônico. Essas rochas encontram-se finamente foliados, dobrados, transpostas, com uma forte componente de estiramento.

Neste domínio o ouro ocorre exclusivamente em vênulas de espessura milimétrica a centimétrica, compostas de quartzo, carbonato e sulfetos. Nenhuma ocorrência de ouro disseminado significativa foi observada. São vênulas essencialmente concordantes com a foliação, alojados no plano da foliação, nas charneiras de dobras predominantemente intrafoliais e de outros estilos diferentes. As vênulas e veios mineralizados estão intensamente transpostos, estirados e budinados. Em alguns locais, como no garimpo do Ignácio, estes definem tectonitos alongados do tipo *charuto*, onde a relação dos eixos do elipsóide de deformação são do tipo  $x \gg y > z$ . Nesse local os corpos mineralizados apresentam *caimento* de 30° a 40° para NW.

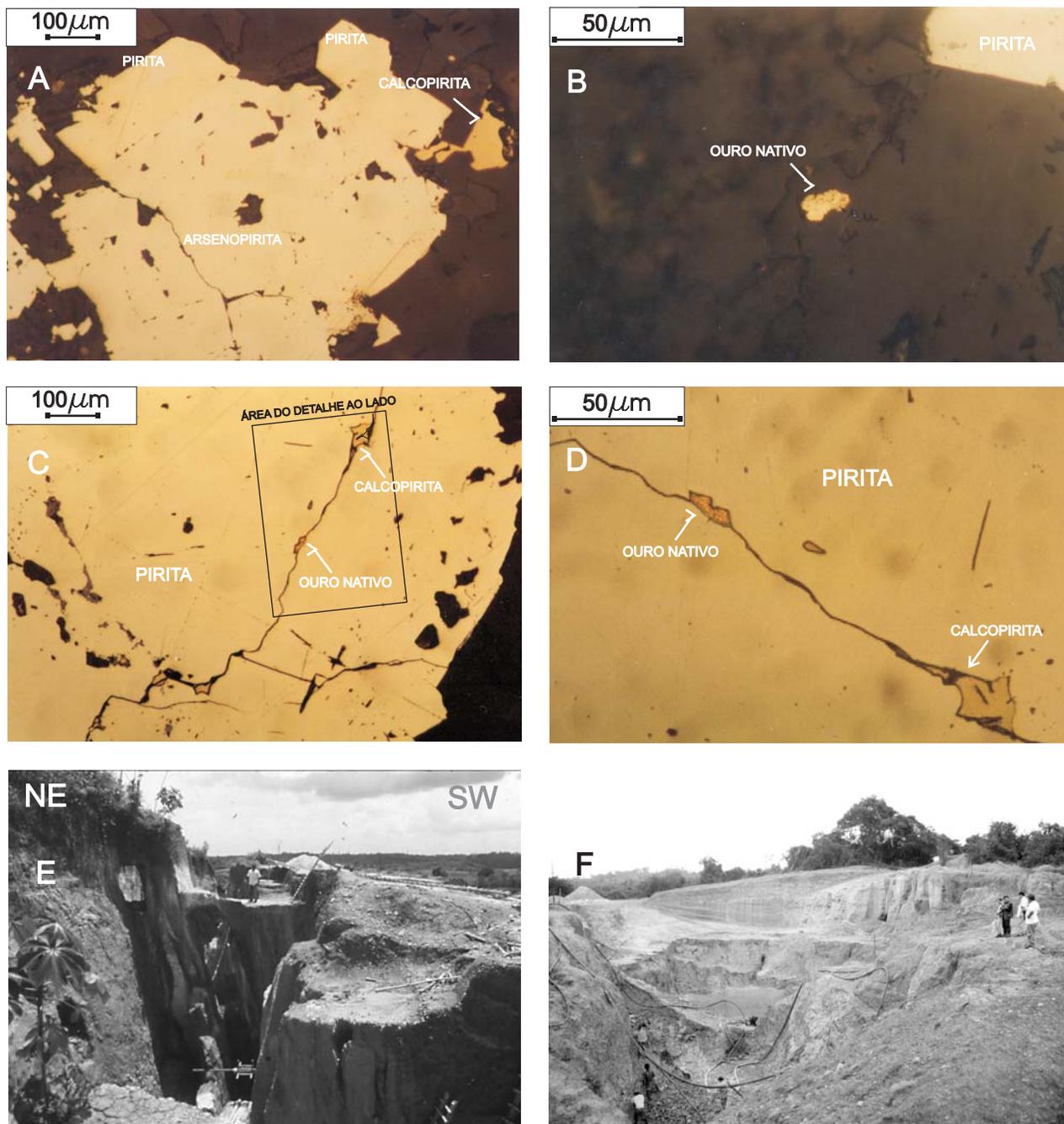


Fig. 5.4. Seções polidas sob luz polarizada de minério sulfetado do depósito de Chega-Tudo: (A) cristais euédricos de pirita, arsenopirita e calcopirita em veios quartzo carbonáticos do domínio sedimentar; (B) ouro nativo em mineral de ganga transparente; (C) ouro nativo e calcopirita alojados em fraturas de um cristal de pirita; (D) Detalhe mostrando a forma livre como o ouro ocorre associado com os sulfetos. (E) Lavra garimpeira no horizonte saprolítico de um corpo mineralizado estreito e longo, concordante com a foliação local, alojado em metadacitos cisalhados que se alternam com zonas cloríticas no domínio vulcânico do depósito de Chega-Tudo, garimpo do Estopeiro. (F) Cava da Garimpeira, lavra artesanal de ouro com desmonte hidráulico no horizonte saprolítico do tonalito mineralizado, segmento norte do depósito do Cipoeiro. Zona de intenso craquelamento que forma *stockworks* limonitizados em sítios onde este se adensa.

Essa componente de caimento acentuada está evidenciada tanto nas lineações de estiramento mineral e paralelismo dos eixos de dobras observadas quanto no estilo da lavra subterrânea. No garimpo do Ignácio, a profundidade dos três poços de acesso as galerias de trabalho é progressivamente maior para NW de modo a seguir mais efetivamente a extensão dos corpos mineralizados nesse rumo.

Os sulfetos do minério primário, de modo semelhante àqueles que ocorrem nas zonas mineralizadas do domínio vulcânico, variam tipicamente de quantidades irrisórias a 3%, porém diferem em termos de abundância relativa.

Apesar da pirita ser igualmente o sulfeto dominante, a arsenopirita e a calcopirita são mais freqüentes e relativamente abundantes em comparação ao que se observa no domínio vulcânico. Em alguns pequenos intervalos mineralizados tanto a calcopirita quanto a arsenopirita podem chegar individualmente a 1%.

Os corpos mineralizados neste domínio tendem a ser mais erráticos do que aqueles observados no domínio vulcânico, embora freqüentemente apresentem teores mais elevados. Esta também mostra uma correlação positiva entre a presença de arsenopirita e o teor de ouro (Torresini, 2000).

**Fluidos mineralizadores** – Estudos de inclusões fluidas foram conduzidos por Klein *et al.* (2001) e Yamaguchi & Villas (2001) em vênulas e veios de quartzo, carbonato e sulfetos de corpos mineralizados de Montes Áureos e do alvo Mandiocal, respectivamente, sendo este último situado na continuação NW do depósito de Chega-Tudo. O estilo de mineralização e as características litoestruturais nos dois casos estudados são essencialmente aquelas descritas na área do depósito de Chega-Tudo.

Klein *et al.* (2001) descreveram inclusões fluidas aquocarbônicas bifásicas, carbônicas monofásicas e aquosas. As inclusões aquocarbônicas e carbônicas monofásicas ocorrem nas porções centrais de porfiroblastos de quartzo, raramente ocorrendo associadas com as aquosas.

Para estes autores, o fluido mineralizante era aquocarbônico com proporções menores de outros compostos ( $\text{CH}_4$  e ou  $\text{N}_2$ ) na fase carbônica, densidade moderada ( $0,87\text{-}0,80 \text{ g/cm}^3$ ), baixa salinidade ( $<5\%$  NaCl equivalente) e temperatura de aprisionamento entre  $320^\circ$  e  $410^\circ\text{C}$ , abaixo de 3 kb.

Yamaguchi & Villas (2001) apontam os fluidos aquocarbônicos de origem predominantemente metamórfica como sendo responsáveis pelo transporte do ouro sob condições de

temperatura e pressão entre 260° e 350°C e 1,3 e 2,8 kb. Trata-se de fluidos de baixa salinidade, densidade moderada, que no início constituíam um sistema aquocarbônico homogêneo com NaCl em solução ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}^+-\text{CH}_4^+-\text{MgCl}_2$  e/ou  $\text{FeCl}_2$ ).

**As partículas de ouro** – O ouro livre ocorre como grãos com formas irregulares, a maioria <120  $\mu$ , aparentemente com pouca ou nenhuma deformação, parcialmente englobados por cristais de pirita e/ou arsenopirita, ou ainda em contato com material de ganga normalmente não-deformado (Figuras 5.4- e 5.4-D). As partículas apresentaram teores médios de Au e Cu de 96,5 e 0,03%, respectivamente, e valores máximos de Ag de 3,24% (Yamaguchi & Villas, 2001).

Partículas de ouro visível não são raras nas vênulas de quartzo e sulfetos mineralizadas.

## 5.2. O DEPÓSITO DO CIPOEIRO

Diferentemente do depósito de Chega-Tudo, que se localiza na zona de mais alta deformação do cinturão, o depósito do Cipoeiro está localizado na margem nordeste do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, onde a deformação se encontra concentrada em zonas de cisalhamento relativamente discretas.

Este depósito está hospedado em rochas tonalíticas profiríticas da Suite Tromai, na porção interna de uma estrutura definida por falhas em *splay*. Esses *splays* combinam tanto deslocamentos direcionais, paralelos à estruturação NW regional do cinturão, porém com caimento para NE, quanto deslocamentos inversos, nos *splays* NNE com mergulho para SE. A estruturação original desse depósito foi intensamente modificada por falhamentos posteriores que segmentou e deslocou os corpos mineralizados de sua posição original.

A mineralização foi confinada às zonas de cisalhamento dúcteis e rúptil-dúcteis, acompanhada por uma alteração texturalmente destrutiva, composta de sílica, clorita, sericita, calcita e sulfetos (Figura 5.5-A). Essa alteração hidrotermal nos tonalitos está superposta a uma assembléia saussurítica regional anterior, composta de oligoclásio, epidoto, clorita, calcita e sílica, compatível com condições de fácies xisto-verde (Torresini, 2000). Hornblenda, epidoto, feldspato potássico e plagioclásio apresentam correlação negativa com o ouro (Figura 5.5-B).

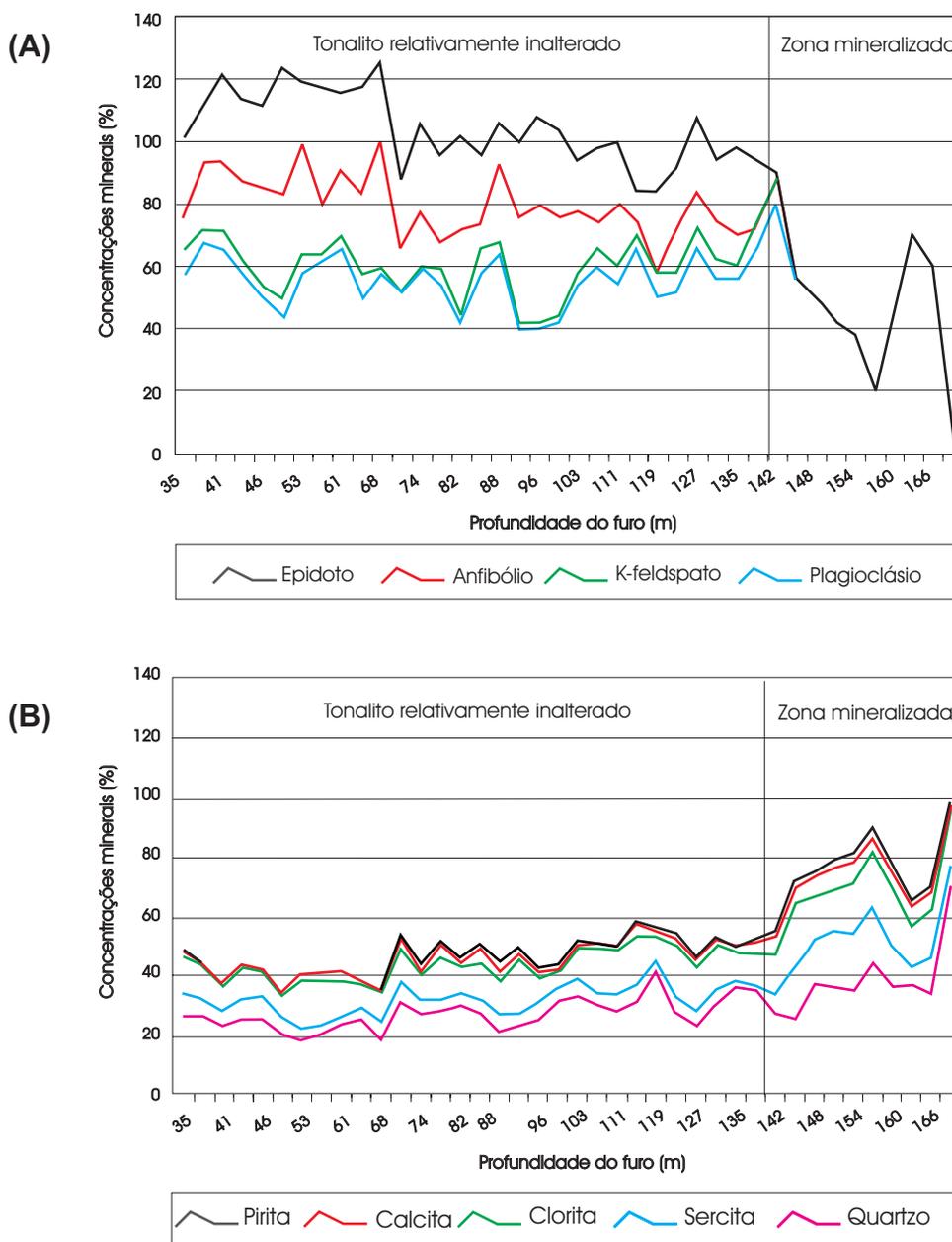


Fig. 5.5. Fases minerais que apresentam (A) correlação positiva e (B) correlação negativa com ouro, respectivamente, no depósito do Cipoeiro. Os diagramas cumulativos mostram resultados analíticos por difração de raios-X em amostras compostas com polpas de rocha sã, onde os intervalos contínuos foram definidos com base em características mineralógicas e estruturais relativamente homogêneas ao longo de um furo de sonda a diamante (NEL, 1998).

Os corpos mineralizados estão distribuídos em dois segmentos distintos: (a) o primeiro, compreende aqueles que ocorrem ao longo da estruturação NW regional dominante, adjacentes ao contato com os metassedimentos (Figura 5.2-A) e (b) o segundo, engloba os corpos desenvolvidos em uma zona de cisalhamento de baixo ângulo com direção NNE e mergulho para ESE, dentro da lasca de tonalito que cavalgou os metassedimentos, porém independente do contato com os metassedimentos (Figura 5.2-B).

No primeiro segmento, os corpos mineralizados subparalelos estão subdivididos em três blocos que se articulam por meio de duas falhas subverticais de direção ENE. Esses três blocos estão rotacionados ao longo das falhas ENE de modo que o ângulo de mergulho para NE em cada um deles diminui progressivamente de SE para NW.

Internamente os corpos mineralizados apresentam uma foliação de intensidade moderada que se dispõe como halos em torno da foliação milonítica, mais intensa no centro da zona de cisalhamento. Esse zoneamento define a transição reológica entre as zonas de deformação dúcteis e o ambiente de deformação frágil dominante no tonalito mais preservado. O fraturamento rúptil-dúctil dentro dessa zona de transição permitiu o acesso dos fluidos hidrotermais ao tonalito e facilitou o desenvolvimento dos *stockworks* e veios sulfetados portadores de ouro (Torresini, 2000).

Quando observado em detalhe, o fator diagnóstico mais importante da presença de ouro é a ocorrência de vênulas de sulfeto e de sulfetos, quartzo e calcita em fraturas e microfraturas irregulares (*crackle brecciation*) precipitadas nesse ambiente rúptil-dúctil.

Diferentemente do depósito de Chega-Tudo, a granulação do ouro no Cipoeiro é muito fina, com raras ocorrências de ouro visível.

Em alguns setores do corpo mineralizado, as vênulas e craquelamentos não apresentam controle estrutural significativo pela foliação. Estes se mostram muito irregulares, formando *stockworks*, sempre acompanhadas por um halo de alteração hidrotermal (Figura 5.3-B).

Ao longo de fraturas e microfraturas seladas, mais discretas e isoladas, esse halo de alteração tem poucos milímetros de espessura. À medida que os fraturamentos se adensam, a alteração adquire um aspecto pervasivo, levando a total destruição da textura porfirítica da encaixante. Nesses locais os sulfetos permanecem como cordões e agregados dispersos nessa matriz clorítica-sericítica-carbonática de aspecto maciço, onde se pode localmente reconhecer vestígios das texturas ígneas originais (Figura 5.3-B).

Silicificação intensa com substituição quase total dos minerais originais (e ou venulação maciça de quartzo leitoso) acompanha a zona de falha do contato SW do tonalito com os metarenitos na área do depósito. Nessa zona, o minério encontrado em veios de quartzo e/ou nas zonas de silicificação intensa, apresenta em escala mesoscópica características semelhantes àquelas descritas nas zonas de alteração do tonalito.

Vênulas de pirita e carbonato presentes nesses veios (e ou zonas de silicificação) estão igualmente alojadas em craquelamentos e fraturas, normalmente localizadas nas porções mais externas, próximas das bordas. Essa relação estrutural é indicativa de um evento mineralizador posterior e/ou tardio, em relação à silicificação, de tal modo que não se pode classificar a mineralização como filoniana típica no âmbito do depósito.

Ocorrências filonianas de ouro são encontradas, entretanto, em pequenas lavras nos garimpos de Saramanta e Açude, a norte, e no garimpo do Estevão, a noroeste da vila do Cipoeiro, nas proximidades da área do depósito. São marcadas por veios de quartzo leitoso maciços e isolados, de espessuras decimétricas a métricas, normalmente discordantes com a estruturação local. Entretanto, mesmo nesses casos, o ouro está restrito à zona de borda (*selvage*) desses veios.

## 6. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS AÉREOS

---

Em função da carência de informações geológicas de campo, os levantamentos geofísicos aéreos foram utilizados como ferramenta no mapeamento geológico, suprindo informações complementares indiretas sobre o quadro geológico regional da área de estudo. Uma abordagem mais detalhada sobre o uso dos levantamentos geofísicos aéreos como ferramenta auxiliar de mapeamento geológico regional pode ser encontrada no Capítulo 1, Subitem 1.5, e no Capítulo 2, que tratam mais especificamente dos princípios dos levantamentos geofísicos magnético e gama-espectrométrico aéreos utilizados neste trabalho.

De um modo geral, os domínios radiométricos e magnéticos apresentam uma correlação razoável entre si, apesar do desempenho relativamente limitado da radiometria em terrenos aplainados e lixiviados, onde as unidades litoestratigráficas se encontram parcialmente encobertas (Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6. e 6.7).

Em muitos casos não é possível distinguir entre quais são os *trends* magnéticos diretamente relacionado a um tipo litológico em particular e quais que são aqueles essencialmente estruturais marcados por injeções de diques magnéticos. Esses diques podem se colocar ao longo de estruturas internas de uma unidade litológica com diferente assinatura magnética, por exemplo, que apresentaria uma assinatura enganosa. Esses dois tipos de situações descritas dão-se pelo fato destes se posicionarem freqüentemente de modo paralelo (Figura 6.2).

No entanto, algumas relações estruturais bem consistentes e grande parte da geometria dos contatos entre unidades litoestratigráficas podem ser inferidos ao se combinar informações radiométricas e magnéticas (Figuras 6.2 e 6.7). Adicionalmente, a análise geomorfológica do relevo em imagens de radar oferece subsídios para melhor definir a forma dessas discontinuidades e conferir a validade geológica para as interpretações dos levantamentos geofísicos aéreos (Figura 4.9).

Parte das relações estruturais e correlações dos domínios magnéticos e radiométricos com as unidades litoestruturais da área apresentadas a seguir foram preliminarmente discutidas por Rainsford (1997) em relatório inédito de avaliação e interpretação dos dados geofísicos aéreos do Projeto Gurupi.

## 6.1. DOMÍNIOS MAGNÉTICOS

A variação do campo magnético na área em foco se mostra relativamente pequena, tipicamente de 300 a 400 nT, consistente com as respostas esperadas para a latitude da região. A área estudada compreende três domínios magnéticos principais onde se reconhecem valores de campo magnético e padrões da *trama* magnética distintos em cada uma deles (Figura 6.1). Além dos domínios magnéticos maiores, uma série de diques magnéticos e intrusões foram inferidas a partir de evidências magnéticas (Figura 6.1) e radiométricas, como será apresentado a seguir.

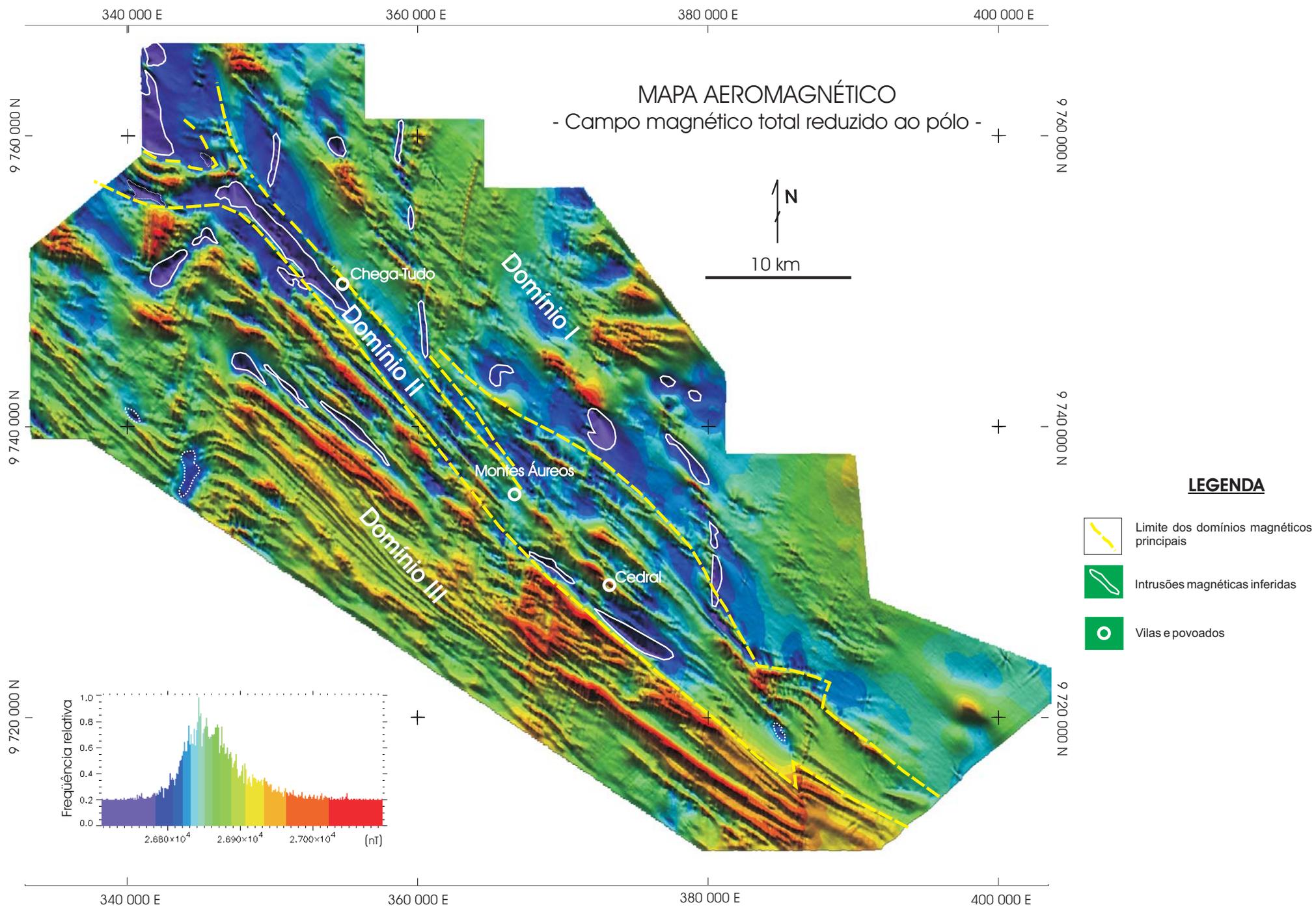
**Domínio magnético I** - o primeiro domínio ocupa uma faixa de 8 a 10 km de largura, acompanhando a borda nordeste da área levantada. Caracteriza-se por valores de campo magnético moderados, sem perturbação significativa, em torno de 26,890 nT, e pela estruturação dominante NW-SE. Esse domínio está relacionado às rochas tonalíticas e granodioríticas da Suite Tromai (Figura 6.1).

**Domínio magnético II** – O Domínio II estende-se ao longo de um corredor NW-SE com largura em torno de 2 km, que localmente alcança um máximo de cerca de 7 km na porção centro-sul da área. Este domínio caracteriza-se por valores magnéticos um pouco mais baixos que aqueles do Domínio I, tipicamente entre 26,800 a 26,850 nT. Internamente apresenta lineamentos magnéticos localizados que refletem variações na composição litológica e trama estrutural das rochas da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, ao qual está associado.

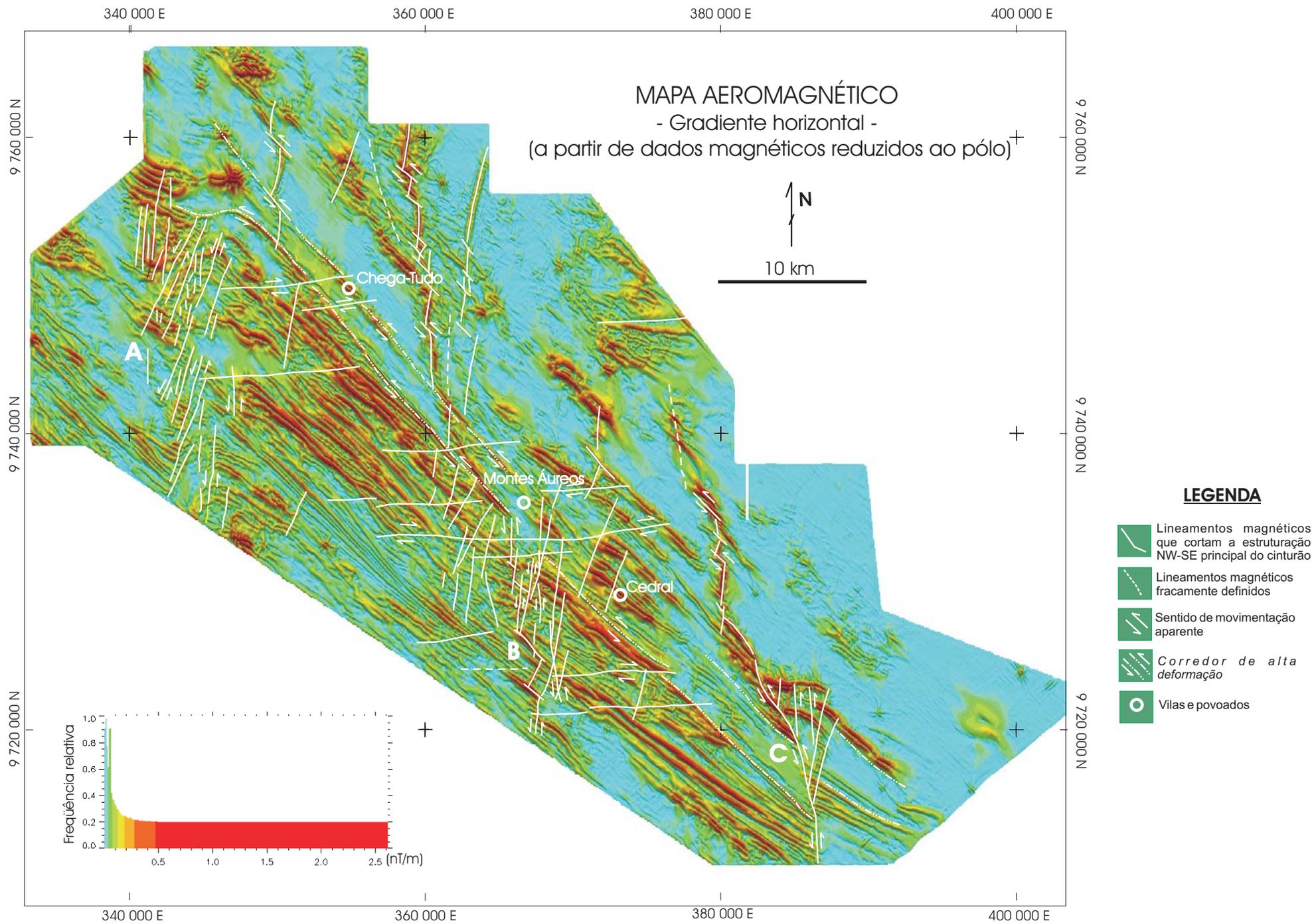
**Domínio magnético III** - O terceiro domínio magnético observado ocupa o segmento sudoeste da área de estudo e é o mais magnético dos três domínios individualizados, com valores freqüentes entre 26,900 a 27,130 nT. Este se caracteriza pela presença de numerosos *trends* magnéticos lineares com direção NW-SE, correlacionável aos xistos de granulação grossa e gnaisses migmatizados do Complexo Maracaçumé.

### 6.1.1. Os diques magnéticos e intrusões inferidas

Diques magnéticos - Rupturas e deslocamentos aparentes de corpos magnéticos estreitos a alongados N-S, NNW-SSE, NNE-SSW, bem como de lineamentos magnéticos com direção NW-SE em ambas extremidades são indicativas da presença de diques colocados ao longo de fraturas (Figuras 6.1 e 6.2).



**Fig. 6.1. Mapa aeromagnético de campo total reduzido ao pólo, destacando os domínios magnéticos maiores e intrusões magnéticas inferidas.**



**Fig. 6.2.** Mapa de gradiente horizontal gerado a partir de dados magnéticos reduzidos ao pólo destacando os lineamentos magnéticos que cortam a trama principal NW-SE do cinturão na área de estudo. Dobras de arrasto encontram-se bem definidas pelos horizontes magnéticos ao longo da zona de falha do rio Gurupi a oeste. Associada ao *splay* de falhas do rio Maracaçumé, a leste, observam-se dobras em caixa. (A) Zona de falha N-S do rio Gurupi; (B) Zona de falha N-S Montes Áureos-rio Cachoeira; e (C) Zona de falha N-S do rio Maracaçumé.

Por esse raciocínio, as feições magnéticas NW-SE devem ser vistas como uma composição de: (a) horizontes estratigráficos magnéticos, como é o caso das vulcanogênicas do Chega-Tudo e xistos magnéticos do Complexo Maracaçumé, e (b) fraturas ao longo das quais diques magnéticos se colocaram.

Os diques estão presentes em todos os três domínios, apresentando freqüentemente evidências de magnetismo remanente. As estruturas que os alojam tanto deslocam quanto são deslocados pela trama magnética NW-SE, o que sugere que as estruturas NW-SE continuaram ativas após a colocação dos diques com direções submeridianas N-S, NNW-SSE e NNE-SSW (Figura 6.2).

**Intrusões inferidas** - Além dos diques que cortam todos os domínios maiores, Rainsford (1997) inferiu a presença de uma série de corpos intrusivos com base em assinaturas geofísicas peculiares que se destacam dos padrões dominantes, ainda não mapeados em superfície. Esse mesmo autor agrupou as intrusões prováveis em dois conjuntos distintos, onde o primeiro, mais freqüente, se caracteriza por baixos magnéticos ovóides ao longo de lineamentos estruturais, e o segundo associado a perturbações locais na trama magnética dominante.

O primeiro grupo compreende corpos intrusivos inferidos, associados a baixos magnéticos bem definidos. Essas anomalias ocorrem espalhadas ao longo do cinturão. Consistem de feições facilmente reconhecidas nos mapas de campo magnético total reduzido ao pólo (Figura 6.1), onde as mesmas se destacam nos centros de baixos magnéticos por gradientes mais acentuados quando analisados em perfil. Esses baixos magnéticos definem corpos elipsoidais tanto concordantes quanto, em alguns casos, discordantes, em relação à trama magnética dominante NW-SE (Figura 6.1).

Essas feições aparentemente representam corpos intrusivos com magnetização remanente. A assinatura magnética semelhante desses corpos sugere que os mesmos podem ter composições e idades semelhantes àquelas dos diques com orientação submeridiana discutidos acima. Se esse for o caso, a presença dos baixos magnéticos ao longo de estruturas NW-SE do cinturão podem corroborar a hipótese anteriormente formulada sobre a existência de estruturas paralelas aos horizontes estratigráficos magnéticos NW-SE, porém sem expressão magnética própria.

O segundo tipo de rocha intrusiva inferida está associado a feições magnéticas menos comuns que aquelas descritas acima, manifestando-se mais pela obliteração da trama magnética dominante e pela elevada resposta do potássio nas adjacências dessas áreas. Essas feições são

mais sutis de modo que seus limites são difíceis de serem definidos com segurança paralelo (Figura 6.2). Rainsford (1997) individualizou as intrusões desse segundo grupo com base na associação de perturbações da trama magnética com suas respectivas assinaturas radiométricas, reconhecendo nessas anomalias padrões compatíveis com aqueles típicos de intrusões graníticas.

Vale ressaltar que as anomalias de potássio mencionadas coincidem com uma zona de intensa concentração de deformação ao longo do segmento sul da zona de falha N-S Montes Áureos-Cachoeira (Figura 6.2), destacado no mapa magnético de gradiente horizontal reduzido ao pólo. Em função disso, torna-se mais difícil sustentar a existência desses corpos com base apenas na perturbação da trama magnética, uma vez que aquela pode ter uma origem essencialmente deformacional.

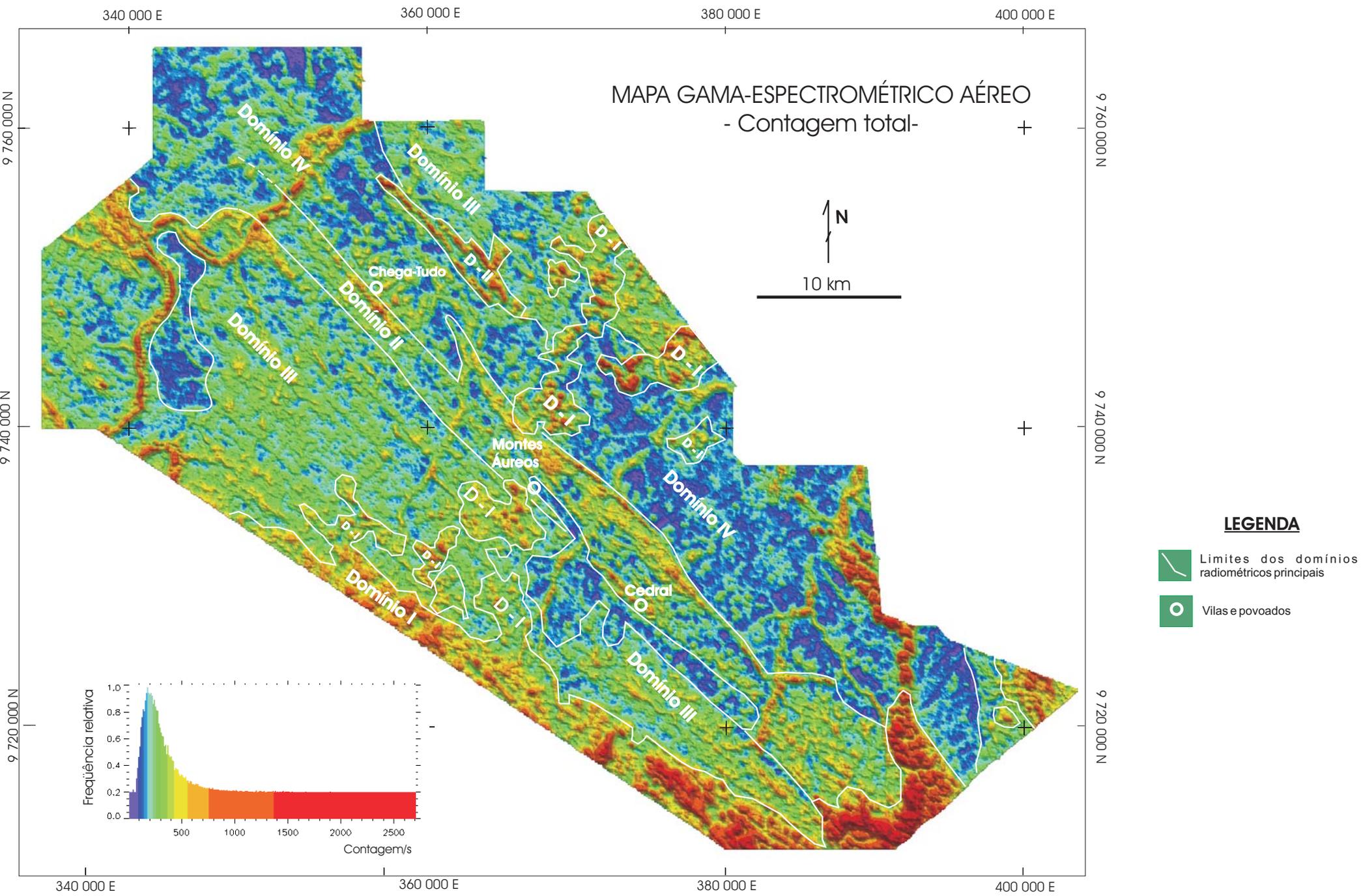
## 6.2. DOMÍNIOS RADIOMÉTRICOS

A observação dos dados radiométricos apresentado nas figuras Figuras 6.3, 6.4, 6.5 e 6.6 revelou um contraste local pronunciado na distribuição de todos os rádio-elementos. As drenagens principais mostram respostas radiométricas particularmente destacadas. Apesar da influência da fisiografia do terreno nas respostas radiométricas, feições geológicas relevantes estão bem marcadas por esse conjunto de dados.

De modo geral, três domínios radiométricos principais, razoavelmente coincidentes com os magnéticos descritos anteriormente, foram individualizados na área. Um quarto domínio foi separado, embora possa ser classificado como um subdomínio do terceiro, como será discutido a seguir (Figura 6.3).

**Domínio radiométrico I** – Corresponde à faixa de atividade radiogênica mais intensa que ocorre ao longo das margens sul e este da área de trabalho, bem como, em *manchas* na porção central da área. Esse domínio com maior concentração e atividade de radioelementos é caracterizada por respostas elevadas do tório e urânio, e baixas respostas de potássio, associadas nos limites sul e sudoeste da área a coberturas sedimentares e em uma faixa NE-SW central da área a couraças lateríticas (Figura 6.3).

**Domínio radiométrico II** - Depois das capas lateríticas e sedimentos mesozóicos, a área de exposição da seqüência vulcanossedimentar (Grupo Gurupi), na porção central do mapa



**Fig. 6.3. Mapa gama-espectrométrico de contagem total ressaltando os domínios radiométricos principais.**

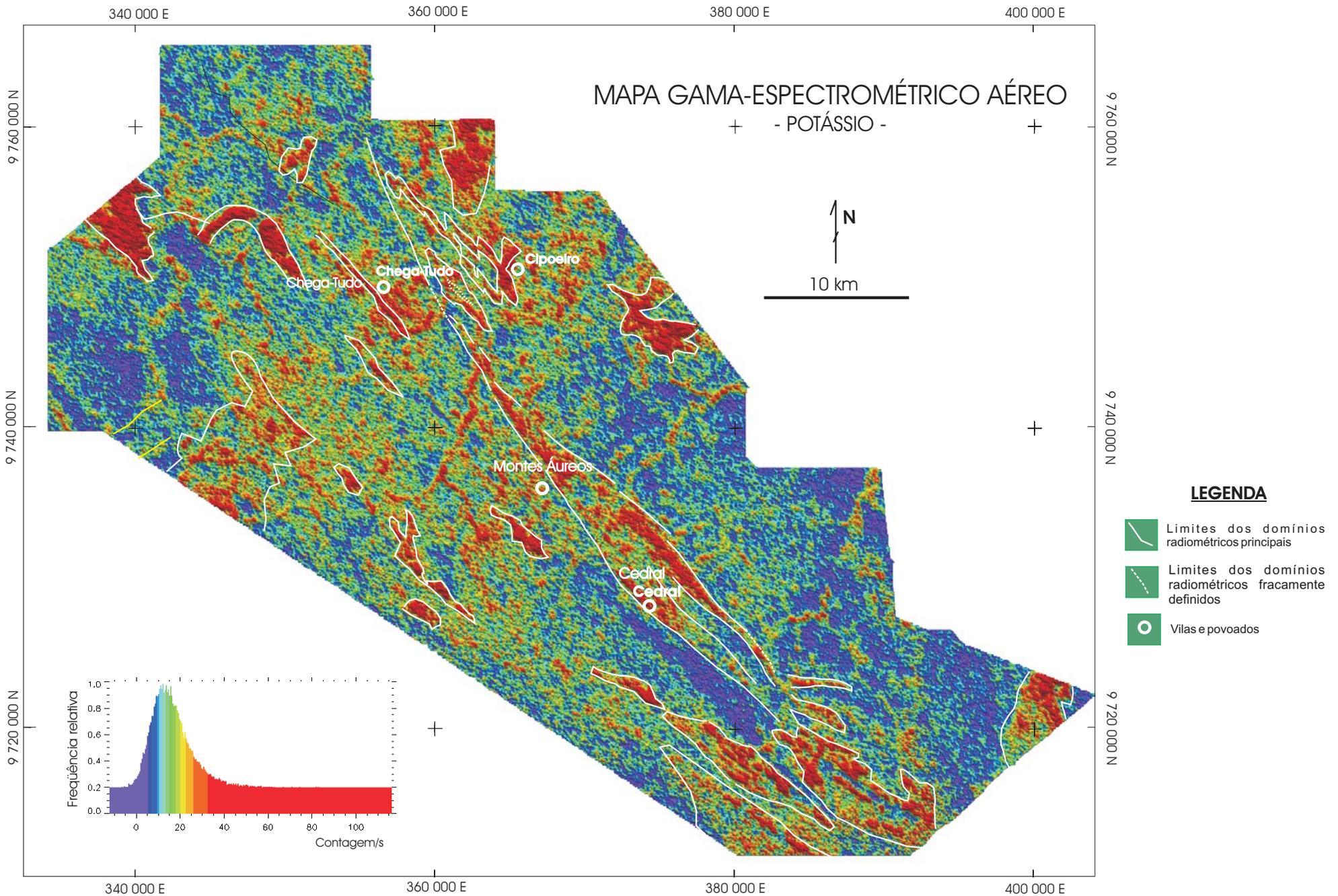
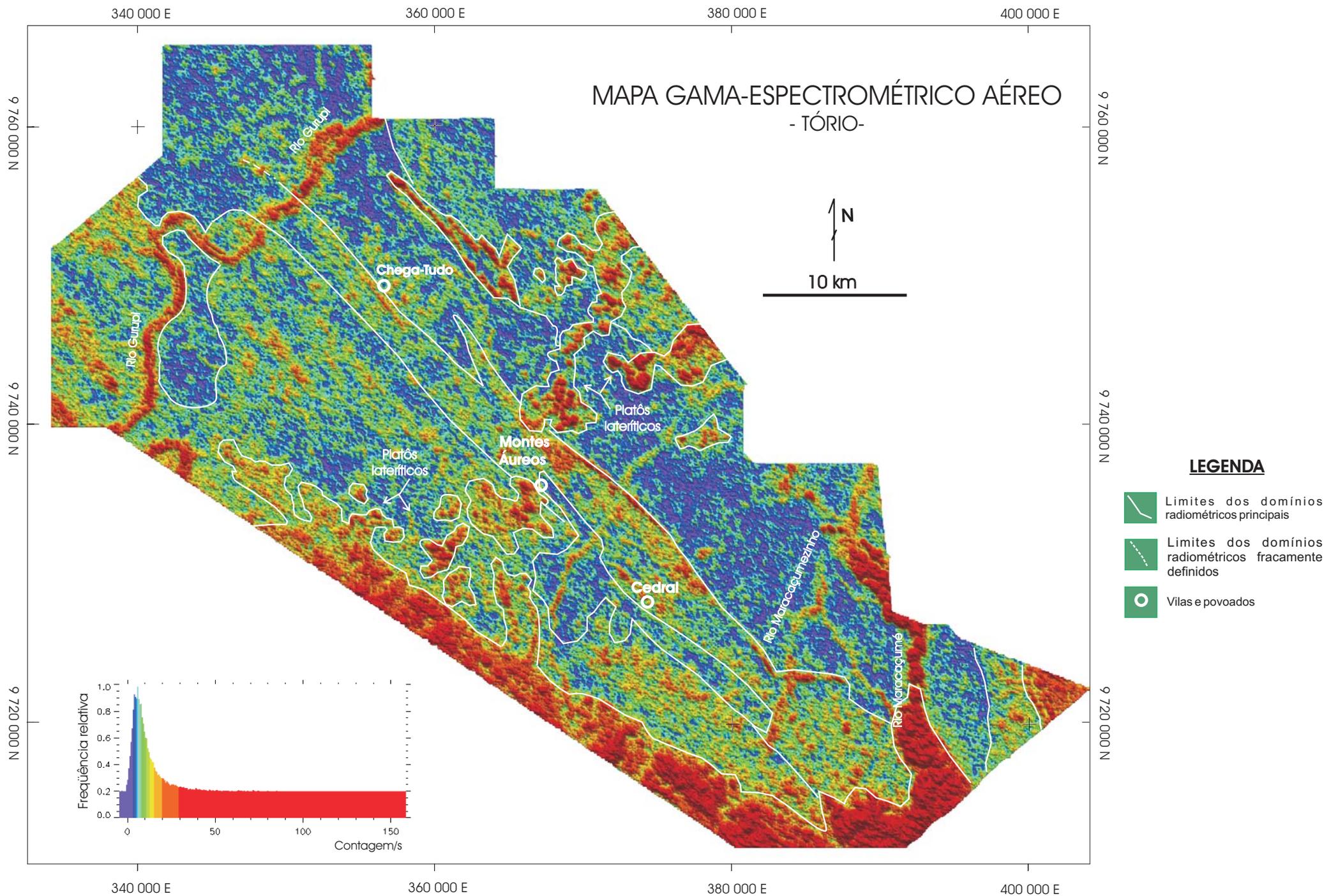
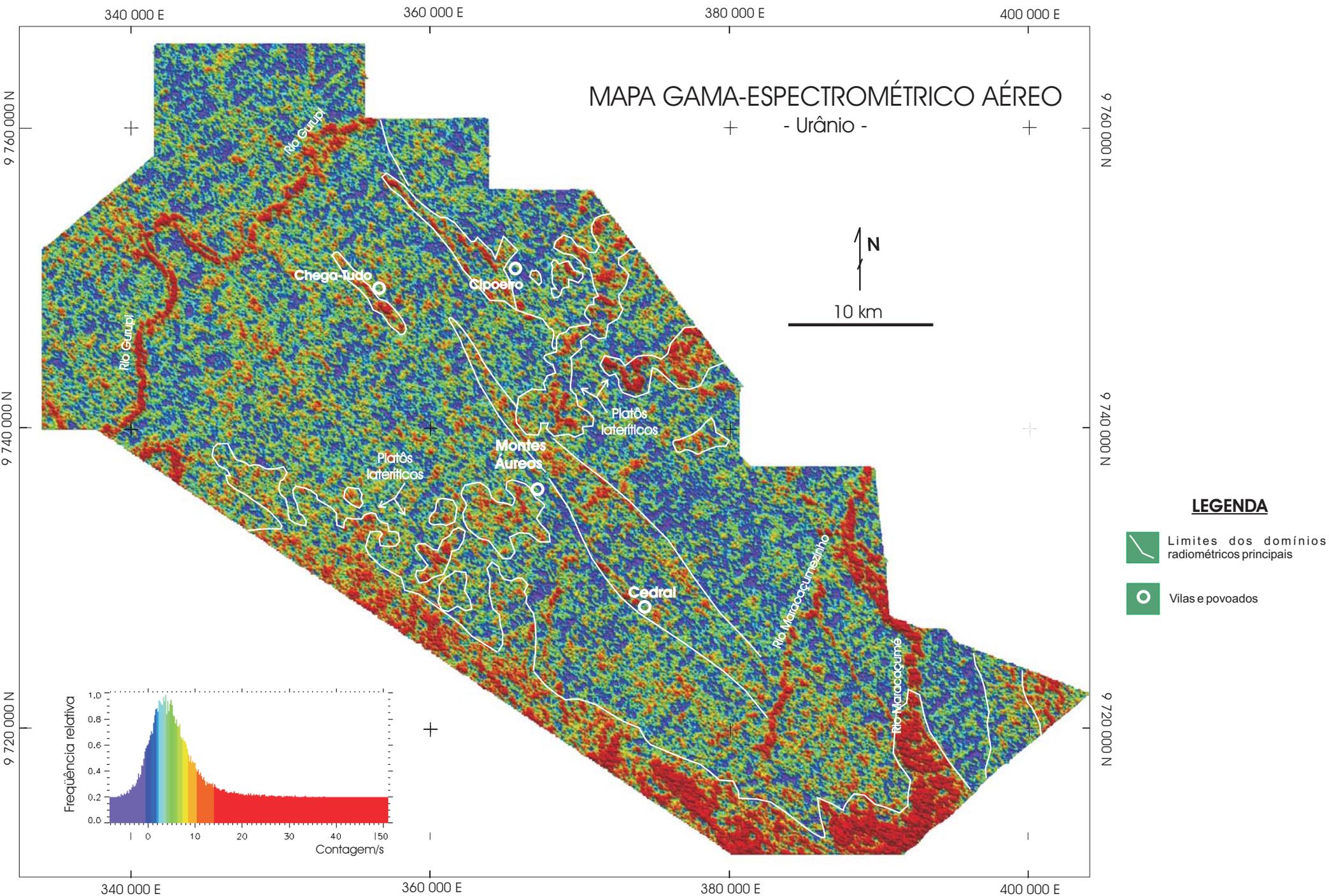


Fig. 6.4. Mapa gama-espectrométrico de potássio ressaltando de modo particular a forma dos corpos lenticulares NW-SE de rochas vulcanoclásticas e vulcanogênicas na porção central da área. A estrutura do Cipoeiro se encontra igualmente delineada pelo potássio. Corpos lenticulares, dobrados e rompidos que ocorrem na porção noroeste da área, a altura do rio Gurupi, isolados no domínio das rochas do Complexo Maracaçumé, são interpretados como sendo rochas graníticas correlacionáveis àquelas da Suíte Tromai. Este elemento destaca também as drenagens NE-SW do rio Maracaçumezinho e Montes Áureos-rio Cachoeira devido à contaminação por rejeito de garimpo em contraste com rios de maior fluxo, tais como o Gurupi e o Maracaçumé, que não se encontram bem definidos neste mapa.



**Fig. 6.5.** Mapa gama-espectrométrico de tório ressaltando os domínios radiométricos principais. O tório destaca de modo mais acentuado as coberturas sedimentares fanerozóicas a sudeste da janela pré-cambriana, os platôs lateríticos que se alinham ao longo da direção NNE-SSW na porção central e ao longo do limite sudoeste da área, e as rochas vulcanoclásticas com contribuição detrítica do Grupo Gurupi que se estendem ao longo do corredor central NW-SE. As drenagens principais com direção NE encontram-se igualmente destacadas por esse rádio-elemento.



**Fig. 6.6.** Mapa gama-espectrométrico de urânio mostrando domínios radiométricos pouco definidos em comparação com aqueles observados nos mapas de potássio e urânio. Os domínios mais destacados correspondem àqueles dos platôs lateríticos e depósitos aluviais recentes. Na porção central da área observa-se parte do domínio das rochas metavulcanoclásticas e metassedimentos terrígenos do Grupo Gurupi fracamente marcadas por este elemento.

estudado, apresenta a segunda maior atividade radiogênica natural observada. Variações composicionais relacionadas às rochas vulcanogênicas e vulcanoclásticas do Grupo Gurupi, e de outros horizontes internos à seqüência vulcanossedimentar, mostram-se particularmente destacadas pelo potássio e tório nos mapas radiométricos ternários (Figuras 6.4, 6.5 e 6.6).

**Domínio radiométrico III** – As duas faixas ao longo da borda nordeste e da borda sudoeste da área, nas quais ocorrem os granodioritos e granitos da Suite Tromai e as rochas do Complexo Maracaçumé, respectivamente, apresentam atividades radioativas menores. De fato, a faixa de ocorrência das rochas do Complexo Maracaçumé não apresenta assinaturas radiométricas significativamente distintas do domínio granítico-granodiorítico da Suite Tromai, nos mapas de urânio, potássio e tório (Figuras 6.4, 6.5 e 6.6). Esse domínio entretanto mostra zonas restritas de maior atividade radioativa relacionada à presença de rochas supracrustais tectonicamente aleitadas com as intrusivas graníticas e granodioríticas, como é o caso das lentes que se estendem para noroeste do depósito do Cipoeiro, e de *manchas* alongadas NW-SE no domínio das rochas do Complexo Maracaçumé. Essas anomalias não puderam ser correlacionadas a um tipo litológico específico devido às limitadas informações de campo sobre essas zonas (Figura 6.4).

**Domínio radiométrico IV** – Este domínio tem características semelhantes àquelas do domínio anterior com diferenças apenas na atividade relativamente mais baixa do tório. Essa zona corresponde à área de ocorrência dos tonalitos da Suite Tromai, entre a faixa de supracrustais do Grupo Gurupi, a sudoeste, e a zona de ocorrência dos granitos e granodioritos dessa mesma suite na borda nordeste da área (Figura 6.3).

### 6. 2.1. A assinatura radiométrica dos diques e das intrusões inferidas

Os diques magnéticos e os corpos intrusivos com magnetismo remanente não possuem expressão radiométrica reconhecível. Entretanto, correlações foram feitas por Rainsford (1997) entre respostas anômalas de potássio e corpos intrusivos não magnéticos, interpretados como perturbações na trama magnética. Essa resposta sugere uma composição granítica para as rochas intrusivas inferidas desse segundo grupo.

### 6.3. O SIGNIFICADO DOS LINEAMENTOS MAGNÉTICOS E RADIOMÉTRICOS

Enquanto os lineamentos magnéticos refletem em grande parte características da geologia de subsuperfície, os lineamentos radiométricos registram variações composicionais superficiais do terreno. Por esse motivo, muitos dos valores radiométricos elevados registrados destacam preferencialmente altos topográficos e estruturas neotectônicas que controlam parte da geomorfologia e sistemas de drenagem da área de estudo (Ver Cap. 4, Item 4.2).

A correlação positiva entre a topografia do terreno e a intensidade das emissões gama-espectométricas sugere que as mudanças na espessura das coberturas não-radioativas têm impacto significativo nos padrões radiométricos (Rainsford, 1997).

Em muitos casos as feições magnéticas não estão representadas nos dados radiométricos. Isso se deve a duas possibilidades: (a) o fato das unidades litológicas estarem soterradas ou, alternativamente, (b) não possuírem uma assinatura geofísica distinta daquelas que as circundam.

Essa diferença de resposta geofísica é fundamental para distinguir o significado de cada conjunto de informações, particularmente em terrenos com pouca exposição, onde a assinatura geoquímica original foi intensamente modificada por processos intempéricos.

#### 6.3.1. Lineamentos magnéticos

Dentre às informações estruturais obtidas dos dados magnéticos (Figuras 6.1 e 6.2), destacam-se lineamentos geofísicos com três direções principais: (a) os *trends* estruturais submeridianos N-S, NNE e NNW, (b) a trama dominante definida pelos lineamentos NW-SE, e (c) as estruturas E-W (Tabela – 6.1).

**Lineamentos submeridianos** - Na escala de 1:100.000, muitos dos *trends* estruturais N-S, marcados pelos diques com magnetização remanente, apresentam deslocamentos pouco expressivos (Figura 6.2).

Entretanto, três zonas de fraturas com essa mesma direção segmentam a área de estudo em quatro blocos. Em todos os casos observam-se deslocamentos aparentes sinistrais evidenciados por arrastos dos horizontes magnéticos ao longo das falhas (Figura 6.2).

Essas três zonas de falha serão denominadas neste trabalho, para efeito de referência, de falha N-S do rio Gurupi, falha N-S Montes Áureos-rio Cachoeira e falha N-S rio Maracaçumé.

Tabela 6.1. Relações de truncamento entre lineamentos magnéticos e radiométricos: C - corta; - N - não corta; - a - ausente; (?) não observado.

LINEAMENTOS MAGNÉTICOS:						
	NW-SE	N-S(*)	E-W	NE-SW	NNW-SSE	OBSERVAÇÕES
(a) NW-SE	***	C	N	- a -	<b>N</b>	principal
(b) N-S(*)	<b>C</b>	***	<b>N</b>	- a -	<b>C</b>	principal
(c) E-W	<b>C</b>	<b>C</b>	***	- a -	(?)	forte
(d) NE-SW	- a -	- a -	- a -	***	- a -	ausente
(e) NNW-SSE	<b>C</b>	<b>C</b>	<b>N</b>	(?)	***	fraca

LINEAMENTOS RADIOMÉTRICOS:						
	NW-SE	N-S(*)	NE-SW	E-W	NNW-SSE	OBSERVAÇÕES
(a) NW-SE	***	<b>C</b>	<b>C</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	principal
(b) N-S(*)	<b>C</b>	***	(?)	(?)	<b>C</b>	inferida indiretamente
(c) NE-SW	<b>N</b>	<b>N</b>	***	<b>N</b>	<b>N</b>	principal
(d) E-W	<b>C</b>	(?)	(?)	***	<b>C</b>	inferida indiretamente
(e) NNW-SSE	<b>C</b>	<b>C</b>	(?)	(?)	***	forte

(\*) Estão incluídos os lineamento N-S, NNW-SSE e NNE-SSW nesse grupo de estruturas.

As falhas N-S do rio Maracaçumé e do rio Cachoeira, que ocorrem nos segmentos sudeste e central da área (Figura 6.2), respectivamente, apresentam *splays* divergentes compressivos que rompem e dobram marcadores estruturais magnéticos de direção NW-SE nas porções terminais desses *splays* (Figura 6.2).

Por outro lado, os lineamentos N-S encontram-se também interrompidos por estruturas NW-SE, envolvendo invariavelmente deslocamentos sinistrais.

**Lineamentos NW-SE** - A segunda orientação estrutural é caracterizada por numerosos horizontes magnéticos NW que marcam a estruturação principal do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. Esses lineamentos correspondem a horizontes litoestratigráficos magnéticos ao longo dos quais se observam deslocamentos freqüentes. Nos locais onde ocorrem tais deslocamentos, estes lineamentos mostram sistematicamente movimentação aparente sinistral. É provável que muitas outras falhas com diques magnéticos associados existam sem que possam ser identificadas devido à dificuldade de se distinguir horizontes estratigráficos de outras estruturas que tenham a mesma orientação (Figuras 6.1 e 6.2).

Os horizontes magnéticos NW-SE encontram-se interrompidos por três zonas de cisalhamento N-S principais. Em todos os casos as rupturas têm rejeitos aparentes sinistrais ao longo dos lineamentos N-S. Associados a essas zonas ocorrem dobras de arrasto (Figura 6.2) formadas pela combinação de arqueamento e ruptura dos horizontes magnéticos NW-SE.

Em contrapartida os lineamentos NW-SE também segmentam os lineamentos N-S por meio de deslocamentos sinistrais aparentes, como pode ser observado principalmente no segmento longitudinal nordeste da área (Figura 6.2).

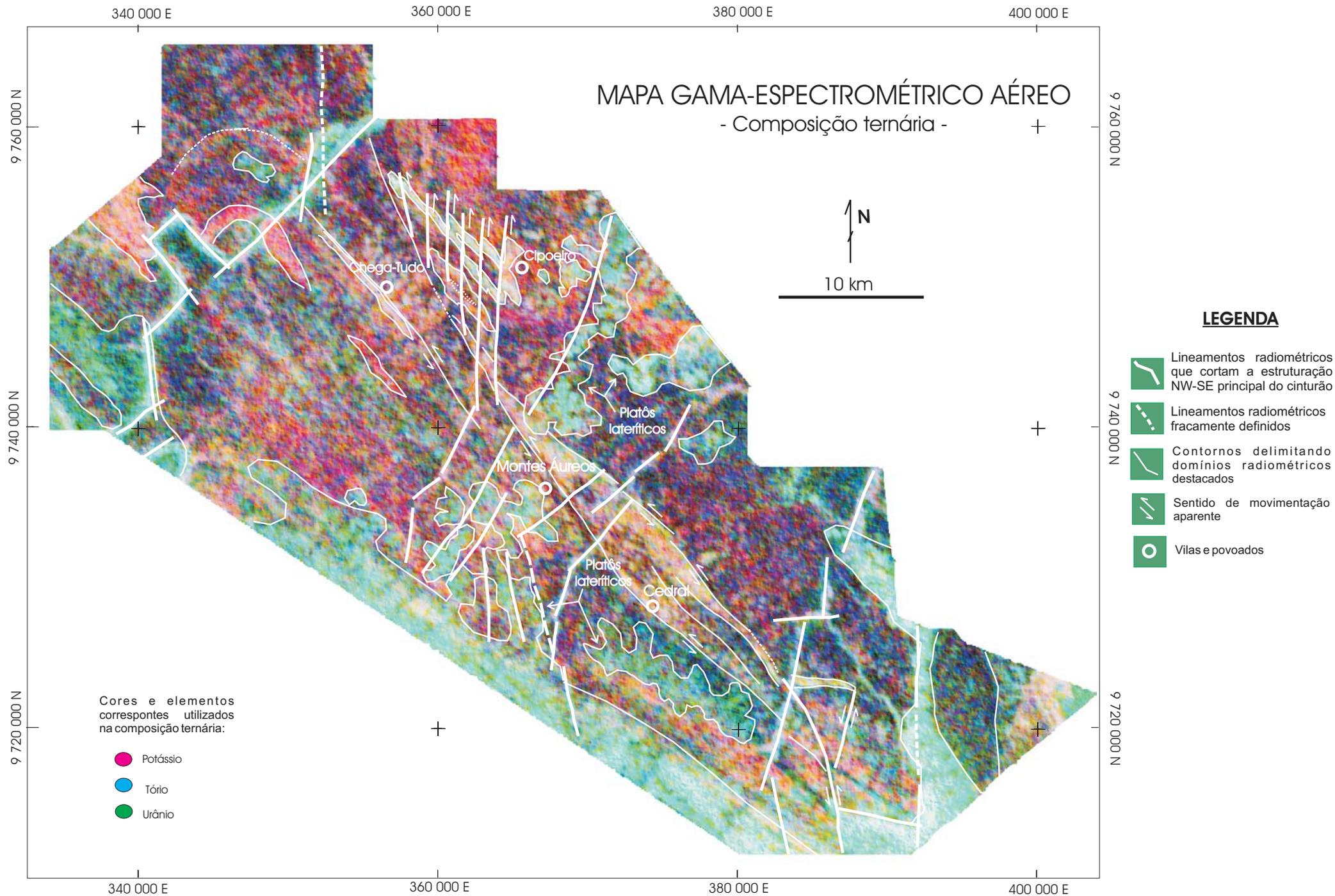
**Lineamentos E-W** - A terceira direção estrutural marcante tem orientação E-W evidenciada tanto por estruturas magnéticas quanto por discontinuidades não magnéticas ao longo dessa direção. Os lineamentos E-W são os menos frequentes dos três *trends* estruturais reconhecidos (Figura 5.2).

Esses lineamentos, na maioria dos casos, cortam os horizontes magnéticos NW-SE causando deslocamentos e pequenas rotações no plano horizontal. O sentido consistentemente dextral das movimentações aparentes ao longo dessa direção está evidenciado principalmente pelos pequenos arrastos e deslocamentos de horizontes estratigráficos magnéticos em praticamente todos os locais onde foram identificados.

### 6.3.2. Lineamentos radiométricos

Três grupos principais de lineamentos radiométricos destacam-se na área: (a) os lineamentos NE-SW, (b) os lineamentos NW-SE e (c) o *splay* divergente WNW-ESSE que se ramifica do *corredor de alta deformação* principal NW-SE (Figura 6.7).

**Lineamentos NE-SW** - Os lineamentos NE-SW encontram-se fortemente destacados em todos os mapas radiométricos da área. Controlam estruturalmente o curso de quatro das cinco drenagens principais da área (rio Gurupi, igarapé Montes Áureos / alto curso do rio Cachoeira, rio Maracaçumzinho (Figura 6. 5), cortando todas as demais direções estruturais reconhecidas. Não se observam deslocamentos aparentes de horizontes radiométricos ao longo dessas estruturas NE-SW, entretanto as mesmas marcam quase todas drenagens principais da área (Figuras 6.4, 6.5 e 6.7). A preponderância dessa direção no controle estrutural de drenagens ativas principais em relação às direções N-S, NW-SE e E-W leva a crer que parte desse conjunto de lineamentos NE-



**Fig. 6.7.** Mapa gama-espectrométrico de composição ternária de potássio, tório e urânio ressaltando os domínios radiométricos principais e os lineamentos radiométricos maiores que cortam a trama principal NW-SE do cinturão. Essa composição mostra-se eficiente na delimitação da forma de algumas unidades litológicas principais, tais como as vulcanoclásticas e vulcanogênicas do Grupo Gurupi, os corpos graníticos isolados dentro do Complexo Maracaçumé e as coberturas sedimentares. A área de ocorrência dos platôs lateríticos encontra-se igualmente destacada. O potássio, tório e urânio estão representados na composição de cores por magenta, ciano e verde, respectivamente.

SW represente falhas ativas de rejeitos relativamente pequenos, em relação à escala de trabalho, que controlam as drenagens mestras das microbacias locais como são casos, de sudeste para noroeste, dos rios Maracaçumé, Maracaçumezinho, alto curso do rio Cachoeira e rio Gurupi.

**Lineamentos NW-SE** - os lineamentos radiométricos ressaltam bem a estruturação NW-SE relacionada à trama principal do cinturão definida pelos metassedimentos vulcanogênicos ácidos e metarenitos do Grupo Gurupi. Dentre os três rádio-elementos analisados o K e o Th são os que melhor definem esses horizontes litoestratigráficos. Entretanto, vale destacar que esses mesmos horizontes sustentam parte da topografia do sistema de relevo de morrotes alongados alinhados. A correlação positiva das respostas radiométricas mais elevadas com as feições de relevo positivas indica que essa resposta é fortemente afetada, em última análise, pelo grau de exposição do substrato rochoso, não sendo portanto apenas reflexo da concentração de rádio-elementos nos litotipos adjacentes (Figuras 6.4 e 6.5).

**Lineamentos WNW-SSE** - Embora pouco freqüente na área como um todo, esse feixe destaca-se como uma das feições estruturais maiores dentro da área de estudo, relacionada a um *splay* divergente do corredor principal NW-SE do cinturão ao longo do qual uma parte significativa dos deslocamentos sinistrais presentes foram efetivados. Está marcado pelo contraste da atividade radiogênica entre as rochas vulcanogênicas e piroclásticas do Grupo Gurupi e as rochas tonalíticas adjacentes.

#### 6.4. A CORRELAÇÃO ENTRE OS LINEAMENTOS GEOFÍSICOS, LINEAMENTOS DE RELEVO E DRENAGENS

Os alinhamentos de relevo e drenagens descritos nas imagens de radar e em mapas fotogramétricos da área registram em diferentes graus e freqüência todas as direções estruturais definidas pela geofísica aérea, conferindo substância a essa metodologia indireta de levantamento da trama litoestrutural por meio de sensoriamento geofísico remoto.

Quando se compara a trama magnética do cinturão com as feições de relevo observadas, torna-se evidente o modo mais efetivo e integrado com o qual a magnetometria aérea delinea a estruturação geral do cinturão, um quadro virtualmente de ser visualizado em áreas onde prevalecem exposições rochosas precárias. A principal contribuição da magnetometria aérea é a visualização conjunta e contínua independente de exposições superficiais que permite

hierarquizar as zonas de deslocamentos principais e delinear dobras de arrastos e o tipo de rejeito aparente a elas associadas (Figura 6.2).

Os lineamentos radiométricos, dadas às condições precárias de exposição rochosa e a natureza aplainada do terreno, estão intimamente relacionados ao relevo, ressaltando melhor os horizontes litológicos que se expressam positivamente, acima das coberturas recentes, e às drenagens ativas principais. As drenagens são particularmente destacadas devido à acumulação natural de minerais resistentes pesados com traços de rádio-elementos (K, Th e U) e pelo açoreamento com material saprolítico micáceo e sericítico (K) proveniente dos garimpos (Figuras 6.4, 6.5, 6.6 e 6.7).

Anomalias de potássio relacionadas a bacias de rejeitos de mineração se tornam particularmente evidentes nas proximidades da vila de Chega-Tudo, onde as drenagens locais foram assoreadas pelo material bombeado hidráulicamente das cavas de garimpo (Figura 6.4).

Excetuando-se os lineamentos principais NW-SE e WNW-ESE, associados à estruturação principal do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, apenas os lineamentos radiométricos NE-SW e o feixe de falhas N-S do rio Maracaçumé controlam estruturalmente as drenagens ativas maiores destacadas nos mapas radiométricos. Isso se deve muito provavelmente ao fato dessas direções corresponderem a estruturas neotectônicas ativas e não necessariamente a estruturas antigas discordantes da trama estrutural principal do cinturão. Segmentos de uma unidade litológica radiométricamente destacada definem também dobras de arrastos associadas à zona de falha N-S do rio Gurupi, observada na altura do *corredor de alta deformação* nas margens do rio homônimo (Figuras 6.3 e 6.7).

As demais direções estruturais são ausentes ou debilmente expressas nos dados radiométricos, ou não apresentam assinatura radiométrica reconhecível, sendo inferidas a partir de deslocamentos de horizontes radiométricos destacados como é caso das estruturas N-S que deslocam horizontes radiométricos da estrutura a noroeste do Cipoeiro e de estruturas E-W ao norte de Cedral (Figura 6.7).

## 7. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHEGA -TUDO E CEDRAL A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS AÉREOS E DE RADAR

---

Com base nos dados reunidos a partir da interpretação dos mapas geofísicos aéreos, imagens de radar e informações de campo, pode-se caracterizar geologicamente a área de estudo como parte do Cinturão de Cisalhamento Gurupi que se estende longitudinalmente ao longo da borda sudoeste do Cráton São Luis.

Os dados apresentados aqui correspondem particularmente às áreas de melhor exposição encontradas ao longo da faixa onde afloram os litotipos da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi (Figuras 7.1, 7.2 e 7.3). Os dados sobre a lineação de estiramento observada no campo nem sempre foram obtidos em correspondência direta com a foliação onde as mesmas estão presentes (Figuras 7.2),

Cabe ainda chamar a atenção ao fato de que a dispersão de atitudes medidas para a lineação não permite uma análise cinemática adequada para esse segmento do cinturão, uma vez que as mesmas podem ser interpretadas (a) como produto de uma mesma geração, que foram variavelmente rotacionadas ao longo da história deformacional do cinturão, ou, alternativamente, (b) como sendo de mais de uma geração.

Os valores de caimento das lineações nesse domínio do cinturão são maiores e mais dispersos do que aqueles reportados em trabalhos anteriores realizados na região (Figuras 7.2).

Embora o sentido predominate de caimentos das lineações de estiramento seja para NW, este varia localmente e ao longo do cinturão, podendo cair para NW ou para SE.

Apesar dessa limitação, os dados estruturais disponíveis da área estudada permitem caracterizá-la geometricamente como um segmento marcado por tectônica de alto ângulo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, com deslocamentos de massa predominantemente sinistrais, conforme será discutido a seguir.

O *corredor de alta deformação* com direção dominante N40°W destaca-se não apenas pela sua geometria marcante, mas também pela importância de seu papel na partição da

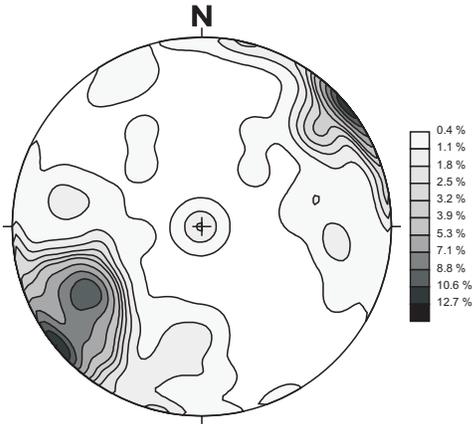


Fig.7.1. Projeção estereográfica (diagrama  $\pi$ ) de 283 medidas de foliação da área de estudo com os diferentes intervalos de contorno especificados. Rede de Schmidt.

Fig.7.2. Projeção estereográfica das 28 medidas de lineação de estiramento levantadas na área de estudo com seus diferentes intervalos de contorno especificados. Observar os valores de mergulho moderados apresentados pelas lineações de estiramento que mergulham ora para noroeste, ora para sudeste. Rede de Schmidt.

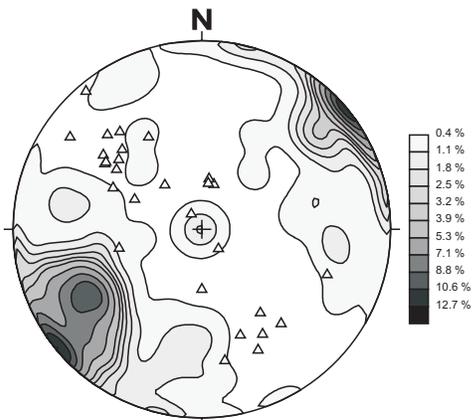
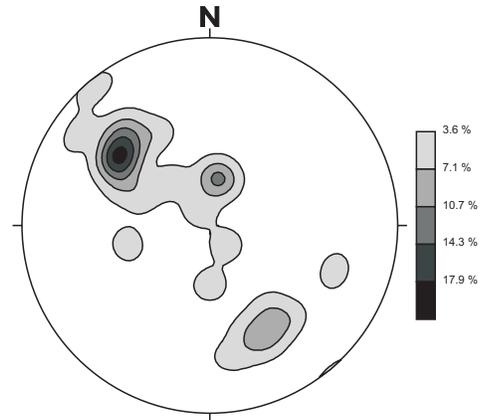


Fig.7.3. Combinação das projeções estereográficas de foliação com os intervalos de contorno especificados apresentados na Fig. 7.1 com a projeção individual ( $\Delta$ ) das 28 medidas de lineação de estiramento apresentados no diagrama da Fig. 7.2. Esse diagrama ressalta o caráter predominantemente oblíquo com forte componente direcional do regime tectônico que deformou a área de estudo. Rede de Schmidt.

deformação na área (Figuras 4.1 e 4.9). Essa feição *tectonoestrutural* é visualizada como uma zona de fraqueza estrutural e foco preferencial de deformação e movimentação em função de características composicionais e texturais das rochas que ocorrem associadas a essa estrutura.

Do ponto de vista deformacional, as faixas longitudinais NW-SE, constituídas por rochas da Suite Tromai e do Complexo Maracaçumé, que se localizam a nordeste e a sudoeste do *corredor de alta deformação*, respectivamente, são contrastantemente diferentes entre si. A faixa sudoeste é marcada por uma forte transposição, onde predominam segmentos com trama predominantemente alinhada NW-SE, enquanto a faixa nordeste é caracterizada por uma deformação mais heterogênea, ao longo de zonas de cisalhamento relativamente discretas.

Esse contraste entre a intensidade e penetrabilidade da deformação encontra-se particularmente destacado nos mapas aeromagnéticos de campo total e de gradiente horizontal reduzidos ao pólo e nas imagens de radar. Esse zoneamento estrutural deve-se a dois fatores principais: (a) a resposta reológica distinta das rochas metaintrusivas de granulação grossa da Suite Tromai em relação aos metapelitos e metavulcânicas de granulação fina do Grupo Gurupi e (b) a localização da área estudada, que se estende longitudinalmente ao longo do limite com o *domínio cratônico*. As características deformacionais acima mencionadas sugerem uma passagem gradual do Cinturão de Cisalhamento Gurupi para o Cráton São Luís ao norte da área de estudo.

A trama estrutural maior definida, pelas faixas de rochas NW-SE encontra-se rompida e deslocada por três famílias de fraturas principais com direções N-S, E-W e NE-SW (Figura 6.2). Essas fraturas concentram-se localmente em feixes subparalelos, como são os casos das falhas N-S (Figura 6.2), ou ocorrem de modo mais *penetrativo* em escala regional, como parece ser o caso das fraturas NE-SW (Figura 4.9). As zonas de falha N-S e E-W estão associadas a dobras de arrasto e inflexões. Esses indicadores cinemáticos registram sentidos de movimentação sinistral e dextral, respectivamente (Figura 6.2). Duas das zonas N-S mencionadas, a saber, as zonas de falha Montes Áureos-rio Cachoeira e rio Maracaçumé (Figura 6.2), formam *splays* compressivos que se espalham a partir de uma falha principal (Figura 4.1 e Anexo I).

Além das famílias de fraturas mencionadas acima, ressaltadas em mapas geofísicos, uma série de outras direções de fraturas que não são aparentes nos levantamentos geofísicos aéreos foram individualizadas nas imagens de radar. Dentre essas famílias de fraturas destacam-se as NNW-SSE e NNE-SSW que formam pares cruzados concentrando-se em dois feixes principais com direção NNW-SSE. Esses dois feixes cortam o corredor de alta deformação

aproximadamente a altura do rio Gurupi e a altura de Montes Áureos, respectivamente (Figura 4.9).

À parte as famílias de fraturas descritas acima, uma zona de cisalhamento com direção NNW-SSW ramifica-se do *corredor de alta deformação* principal, controlando em grande parte os deslocamentos de massa sinistrais ao norte do *corredor de alta deformação* (Figuras 4.1 e 6.7). Esse *splay* é uma feição bastante destacada. Possivelmente essa estrutura surgiu devido ao contraste reológico entre: (a) as rochas metavulcanoclásticas e metasedimentares de granulação média a grossa que constituem a *estrutura lenticular do Cedral* e (b) as rochas metapelíticas do *corredor de alta deformação*.

Provavelmente as rochas de granulação mais grossa e menos plásticas apresentaram maior competência frente à deformação do que os xistos clorítico-sericíticos e os xistos carbonosos de granulação fina do Grupo Gurupi, levando à duplicação da subunidade litológica ao longo do *corredor de alta deformação* (Figuras 4.1 e 6.7). Essa estrutura secundária passou então a acomodar uma parte significativa dos deslocamentos rochosos na faixa a nordeste do *corredor de alta deformação* (Figura 6.7 e Anexo I).

As relações de corte de lineamentos magnéticos, radiométricos (Tabela 6.1) e topográficos analisados nas imagens de radar apontam para uma história geológica com múltiplos episódios e pulsos de deformação que resultou em um quadro deformacional finito relativamente complexo.

A metodologia utilizada mostrou-se eficaz na visualização conjunta da geologia da área, mas apresenta limitações no que diz respeito à definição temporal de cada evento de deformação que afetou o segmento crustal estudado. Adicionalmente, a distribuição dos dados de campo disponíveis da área não permitiu reconstituir o seu quadro cinemático de modo preciso e correlacionar todas as estruturas observadas aos respectivos eventos de deformação que as geraram. Entretanto algumas correlações puderam ser feitas com base nos trabalhos de Costa *et al.* (1996a) e Ferreira Jr. (1996), que descrevem os eventos neotectônicos na região do Gurupi como será descrito a seguir.

## 7.1. FRATURAS E FALHAS N-S

Essas feições estão fortemente destacadas na área e ocorrem concentradas em três feixes, discordantes em relação à estruturação NE-SW dominante, que seccionam o segmento do cinturão

estudado em quatro blocos por meio de deslocamentos com sentidos aparentes sinistrais. No mapa magnético de gradiente horizontal essas zonas de falha encontram-se bem marcadas por horizontes magnéticos (Figura 6.2). Corpos magnéticos marcam essas falhas, revelando a trama interna de algumas dessas zonas, como será discutido a seguir.

Essas zonas de falha desenvolveram bandas de cisalhamento e *splays*. Dobras de arrasto e dobras em *caixa* de escala quilométrica ocorrem associadas a essas estruturas N-S (Figura 6.2 e Anexo I).

Essas três zonas de falha principais serão denominadas neste trabalho, para efeito de referência, de falha N-S do rio Gurupi, falha N-S Montes Áureos-rio Cachoeira e falha N-S rio Maracaçumé (Figura 6.2).

**Falha N-S rio Gurupi** – esse feixe de falhas delinea, em uma escala regional, uma geometria que se assemelha àquela de bandas de cisalhamento com sentido de movimentação sinistral com falhas internas escalonadas. Essa zona de falha tem orientação aproximada N-S e 3 a 5 km de largura, ampliando-se de sul e para norte em um ângulo de  $10^\circ$  (Figura 6.2). Internamente, essa zona de falhas consiste de uma composição de uma série de falhas *en échelon* NNE-SSW, com ângulo de cerca de  $15^\circ$  com a direção geral N-S. As falhas internas com orientação NNE, em combinação com outras de orientação submeridianas menos freqüentes, rompem os horizontes da trama magnética que se encurvam para dentro da zona de cisalhamento sempre com deslocamentos sinistrais (Figura 6.2).

A dobra resultante dos deslocamentos provocados pela zona de falha consiste de uma combinação de *dobra de arrasto* e *dobra em caixa*. Essa é uma das feições mais proeminentes do Cinturão de Cisalhamento Gurupi na área de estudo por arquear em escala regional, todo o cinturão em uma flexura que afeta longitudinalmente o mesmo cerca de 10 km do cinturão dentro da área de estudo (Anexo I).

Embora essa zona de falha atravesse o rio Gurupi, este mostra um forte controle estrutural NE-SW com cotovelos que o desviam seu curso para NW-SE, num padrão totalmente distinto daquele descrito descrito acima (Figura 6.7).

**Falha N-S Montes Áureos-rio Cachoeira** – localizada na porção central da área de estudo, esta zona de falha divide-se em dois segmentos submeridianos interrompidos sinistralmente ao longo do *corredor central de alta deformação*.

A porção sul compreende um feixe de falhas escalonadas NNE-SSW de cerca de 7 km de largura, semelhante àquele descrito na zona de falha N-S do rio Gurupi. Os horizontes magnéticos da trama estrutural NW-SE do cinturão frequentemente descrevem pequenos arrastos, sistematicamente sinistrais, ao longo dessa zona de falha (Figura 6.2 e Anexo I).

O segmento norte desta zona de falha não se encontra tão destacado como o anterior nos mapas aerogeofísicos magnéticos. Isso em parte se deve a fatores composicionais e reológicos distintos em cada um dos segmentos onde essa zona de falha se estabeleceu. O segmento norte dessa zona de falha, ao contrário do segmento sul fortemente deformado e tectonicamente aleitado, desenvolveu-se no domínio tonalítico-granodiorítico mais preservado do cinturão, o que lhe confere peculiaridades que aparentemente não permitiram a nucleação e a propagação fácil da deformação.

O padrão escalonado, resultante da combinação de falhas sinistrais N-S e NW-SE, observado ao longo dessa estrutura resulta em uma direção geral NNW para alguns de seus segmentos (Figuras 6.2 e 6.7).

Essa zona de falha encontra-se definida na porção norte por estruturas mais discretas que formam um splay de falhas compressivo, aqui denominado de Splay do Rio Cachoeira (Figura 6.7 e Anexo I). As falhas desse splay deslocam sinistralmente a estruturação NW-SE e NNW-SSE (Figuras 6.2 e 6.7).

Essas falhas entretanto não apenas deslocam as estruturas NW-SE e NNW-SSE como também são deslocadas por estas. A relação mútua de corte entre essas falhas aponta para um histórico de reativação episódica da trama dominante NW-SE do cinturão sempre mantendo o sentido de deslocamento sinistral dominante que caracteriza o Cinturão de Cisalhamento Gurupi na região (Tabela 6.1).

As estruturas controladora da mineralização do depósito do Cipoeiro desenvolveram-se na porção interna de um dos *splays* da estrutura maior do rio Cachoeira, associadas a um regime de esforço transtensional resultante da interação de deslocamentos sinistrais ao longo da estruturação NW-SE com o *splay* sub-meridiano N-S, previamente formado, durante um episódio de reativação ao longo da estruturação regional NW-SE (Fig 7.4).

Lentes NW-SE, constituídas por metassedimentos e metavulcânicas ácidas do Grupo Gurupi, cortadas pelo *splay* de falhas do rio Cachoeira, encontram-se dobradas nesse conjunto (Figuras 6.7 e 4.1). A ramificação norte da estrutura do Cipoeiro está igualmente relacionada à

movimentação de horizontes litoestratigráficos do Grupo Gurupi ao longo de um *splay* menor que se ramifica a partir de lentes de rochas supracrustais NW-SE (Figura 6.7 e Anexo I), como será descrito em um subitem a parte.

**Falha N-S rio Maracaçumé** - Essa zona de falha é a mais discreta das zonas N-S descritas na área consistindo de uma falha principal com rejeito aparente de pouco mais de 4 km (Figuras 6.2 e 6.7). Dentro da área de estudo esta se inicia com um segmento sub-retilíneo de direção NNW-SSE. Essa falha trunca os horizontes *litoestruturais* constituídos pelas rochas supracrustais do Grupo Gurupi, colocando-os lado a lado com litotipos do Complexo Maracaçumé.

O significativo deslocamento de massa observado ao longo do segmento sul da falha não se propagou indefinidamente para norte (Anexo I). Essa deformação encontra-se distribuída ao longo de um *splay* de falhas distribuindo a deformação no segmento sul desta estrutura, ao longo do rio Maracaçumé. Nesse segmento, faixas de rochas do Grupo Gurupi encontram-se arqueadas descrevendo flexuras e dobras que definem *dobras em caixa* associada a esse *splay* (Figura 6.2 e Anexo I).

Essa falha inflete para NW ao longo do contato entre supracrustais do Grupo Gurupi e as rochas intrusivas da Suite Tromai continuando na mesma direção, até o ponto que este é rompido por estruturas NW-SE (Figura 6.2 e Anexo I). A partir desse ponto, fora da influência dos litotipos do Grupo Gurupi, retoma a direção N-S e segue desenhando um padrão escalonado resultante da composição de deslocamentos N-S e deslocamentos sinistrais NW-SE (Figuras 5.1 e 6.2).

## 7.2. FRATURAS E FALHAS E-W

Essa família de fraturas encontra-se particularmente destacada nos mapas magnetométricos como um conjunto de alinhamentos e falhas isoladas na área estudada. Essas estruturas estão delineadas nos mapas aeromagnéticos de gradiente horizontal como interrupções alinhadas da trama magnética dominante NW-SE que, quando associadas a feições de arrasto, caracterizam falhas com sentido de movimento sistematicamente dextral em toda a área (Figura 6.2). Nenhum alinhamento coincidente com os alinhamentos magnéticos E-W foi identificado nos levantamentos gama-espectrométricos aéreos.

Nos mapas topográficos fotogramétricos consultados algumas dessas juntas são bem evidentes, corroborando a consistência geológica dos alinhamentos geofísicos descritos.

### 7.3. *SPLAY* NNW-SSE

Esta zona de cisalhamento marca o contato estrutural entre a *lente* de rochas supracrustais quartzosas do Grupo Gurupi, aqui referida como *estrutura lenticular de Cedral*, e os litotipos de granulação fina mais plásticos que predominam a sudoeste no *corredor de alta deformação* (Figura 6.7 e Anexo I).

Esta zona de cisalhamento está entre as feições estruturais mais proeminentes no quadro deformacional finito da área, destacando-se nas imagens de radar pelo contraste das formas de relevo positivas sustentadas pelas rochas supracrustais ricas em quartzo do Grupo Gurupi e elevações mais baixas associadas aos litotipos adjacentes. Nos mapas gama-espectrométricos, essa estrutura lenticular se destaca por uma atividade radiogênica igualmente elevada (Figura 6.4, Figuras 6.5, 6.6 e Fig 6.7), em parte atribuída às feições de relevo positivas que seus litotipos sustentam.

A partir de Montes Áureos, essa estrutura se ramifica do *corredor de alta deformação* infletindo para NNW-SSE. Faixas de supracrustais adentraram no domínio das rochas intrusivas da Suite Tromai ao longo dessa descontinuidade estrutural, acomodando grande parte dos deslocamentos de massa observado na porção a norte do *corredor de alta deformação* (Figura 4.1 e Anexo I).

A zona de cisalhamento NNW-SSE e as falhas submeridianas do *splay* de falhas do rio Cachoeira apresentam relações mútuas de corte com deslocamentos aparentes sinistrais em ambos os casos, provavelmente em consequência de reativações alternadas de uma ou de outra família de juntas ao longo da história deformacional da região (Figura 6.7).

A *estrutura lenticular do Cedral* está cortada pelas falhas E-W que interrompe suas subunidades litológicas por meio de deslocamentos dextrais dentro da área de estudo (Figura 6.2).

Em Montes Áureos observa-se duas direções de foliação que se cortam mutuamente em um padrão do tipo S-C, coincidentemente com a direção NW-SE dominante do cinturão e com a direção NNW-SSE do *splay* que se ramifica a partir desse ponto, respectivamente (Figura 4.9 e

Anexo I). Esse padrão estrutural estende-se para dentro do *corredor de alta deformação*, como se pode observar nas imagens de radar e fotografias aéreas da área.

#### 7.4. O CORREDOR DE ALTA DEFORMAÇÃO NW-SE

Esse *corredor de alta deformação* instalou-se ao longo de uma subunidade litoestrutural da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi menos resistente à deformação, constituída por metapelitos carbonosos de granulação fina. Esses litotipos apresentaram comportamento reológico contrastante com aqueles das rochas intrusivas e dos xistos de granulação grossa da Suite Tromai e do Complexo Maracaçumé, respectivamente, sendo essa característica o fator crítico para o desenvolvimento dessa feição *tectonoestrutural*.

Uma das características mais destacadas desse corredor é o segmento relativamente retilíneo de alto ângulo N40°W entre o rio Gurupi e a vila da Serrinha na porção central da área (Figuras 4.1 e 4.9), sendo delimitado pelas falhas N-S do rio Gurupi e de Montes Áureos-rio Cachoeira .

Na extremidade NW desse segmento *retilíneo* do corredor, a trama estrutural NW-SE dominante encontra-se fortemente perturbada pela zona de falha N-S rio Gurupi. A partir desse ponto, as supracrustais apresentam inflexão para WNW, delimitando esse segmento do corredor (Figura 6.2 e Anexo I). De modo semelhante, a área de interseção da falha N-S de Montes Áureos-rio Cachoeira com o *corredor de alta deformação*, no segmento central da área, marcam a extremidade sudeste desse segmento subretilíneo (Anexo I).

Na região de Monte Áureos , além de flexuras na trama NW-SE dominante, observam-se *splays* da zona de cisalhamento NNW-SSE, no ponto em essa se ramifica para NNW, que se ramificam para SSE adentrando o *corredor de alta deformação* (Figura 4.1 e Anexo I). Nesse local a zona de cisalhamento NNW-SSE superimpôs uma nova foliação sobre a direção NW-SE, de maneira que cruzamentos de traços de foliação NW-SE e NNW-SSE podem ser observados nessa região, como foi anteriormente descrito. O *corredor de alta deformação* continua para SE até a falha N-S rio Maracaçumé, onde se encontra segmentado e deslocado sinistralmente por essa falha. A essa altura do corredor alguns de seus horizontes litoestratigráficos magnéticos definem *dobras em caixa* associadas ao *splay* de falha compressivo presente (Figura 6.2 e Anexo I).

Seguindo para SE, a partir dessa zona de falha N-S rio Maracaçumé, o corredor de alta deformação continua até desaparecer sob as coberturas sedimentares fanerozóias que delimitam a janela erosiva estudada, claramente trucado por uma outra falha com direção N-S (Figura 6.7 e Anexo I).

## 7.5. A ESTRUTURA DO CIPOEIRO

A estrutura à qual está associada a mineralização do depósito de ouro do Cipoeiro consiste de um *splay* que se ramifica para NNW até uma posição submeridiana a partir do *trend* principal NW-SE do cinturão (Figura 7.4 e Anexo I). Essa feição, única em toda a área de estudo, destaca-se no relevo aplainado, bem delineada pelos metaarenito arcoseanos (Figura 7.4).

O programa de sondagem conduzido durante a avaliação desse depósito permitiu visualizar tridimensionalmente parte do contato do tonalito que hospeda a mineralização com os metassedimentos que delineiam a estrutura maior (Figura 7.5).

O contato dos metarenitos com o tonalito encontra-se interrompido por falhas tardias, de modo que será tratado separadamente em termos de dois setores: a) o setor NW-SE, sub-paralelo ao *trend* regional; e b) o setor ENE, ao longo do *splay*.

**O setor NW-SE** - o contato ao longo desse *trend* encontra-se cortado por zonas de falhas com direção aproximadamente E-W que o subdivide em três segmentos menores. De SE para NW estes segmentos apresentam mergulhos para NE com valores progressivamente mais baixos ao longo da direção regional do cinturão, evidenciando rotação dos mesmos ao longo dessas falhas E-W.

**O setor NNE** - o contato entre os metassedimentos e o tonalito descreve uma superfície encurvada que se ramifica da direção dominante NNW-SSE do cinturão variando a direção progressivamente até NNE (Figura 7.5). Essa feição apresenta concavidade voltada para ESE no plano horizontal. Em perfil longitudinal, paralelo ao *trend* regional, esta superfície de contato mostra concavidade voltada para cima com valores de mergulho para SSE que aumentam progressivamente da base para o topo a partir de valores subhorizontais até subverticais, como pode ser observado em linhas de sondagem nesse setor do depósito. Embora essa configuração básica encontre-se bastante modificada por falhamentos tardios com direção N-S, E-W e NE-SW, furos de sonda nesse setor interseptaram os metarenitos sob o tonalito, evidenciando

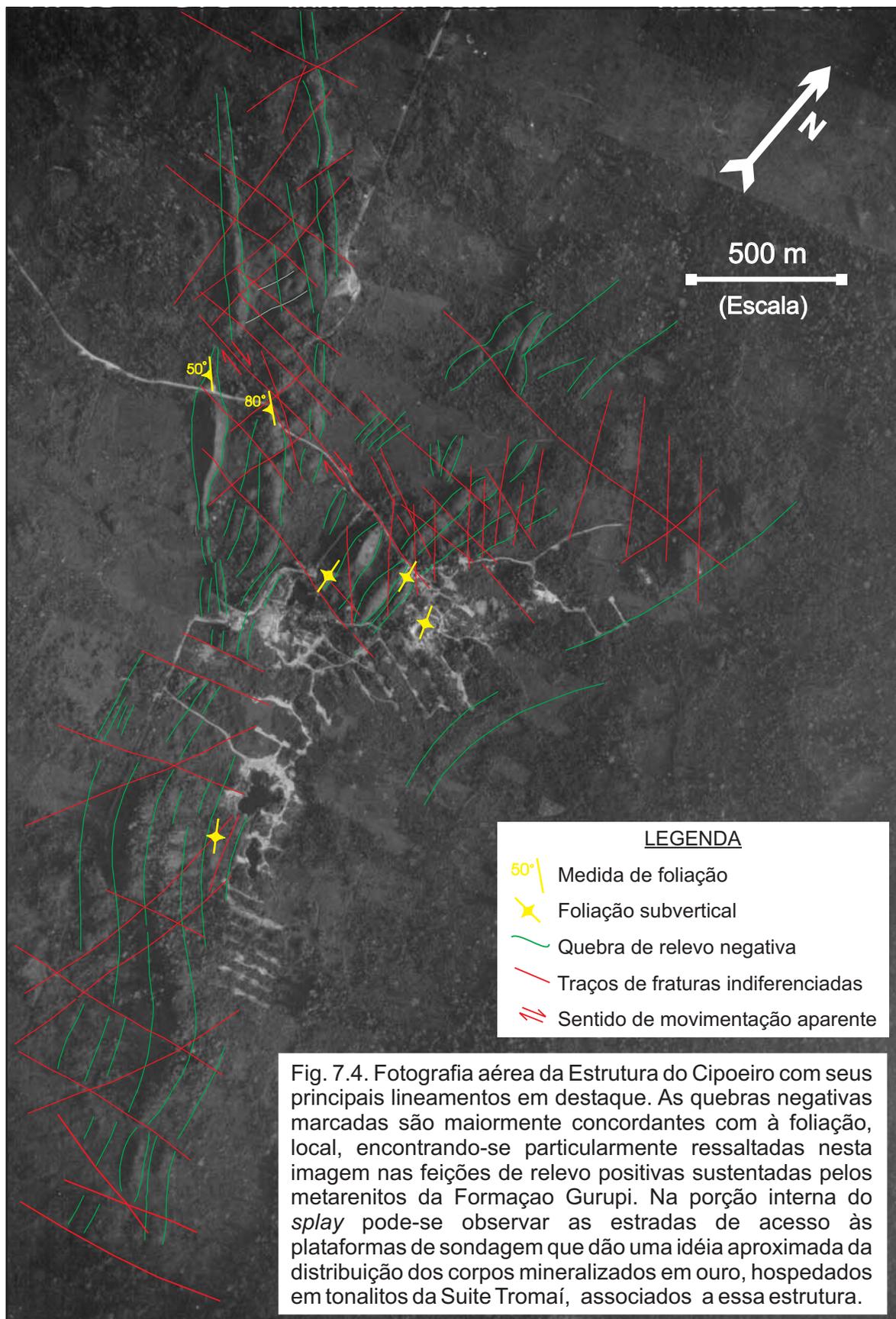
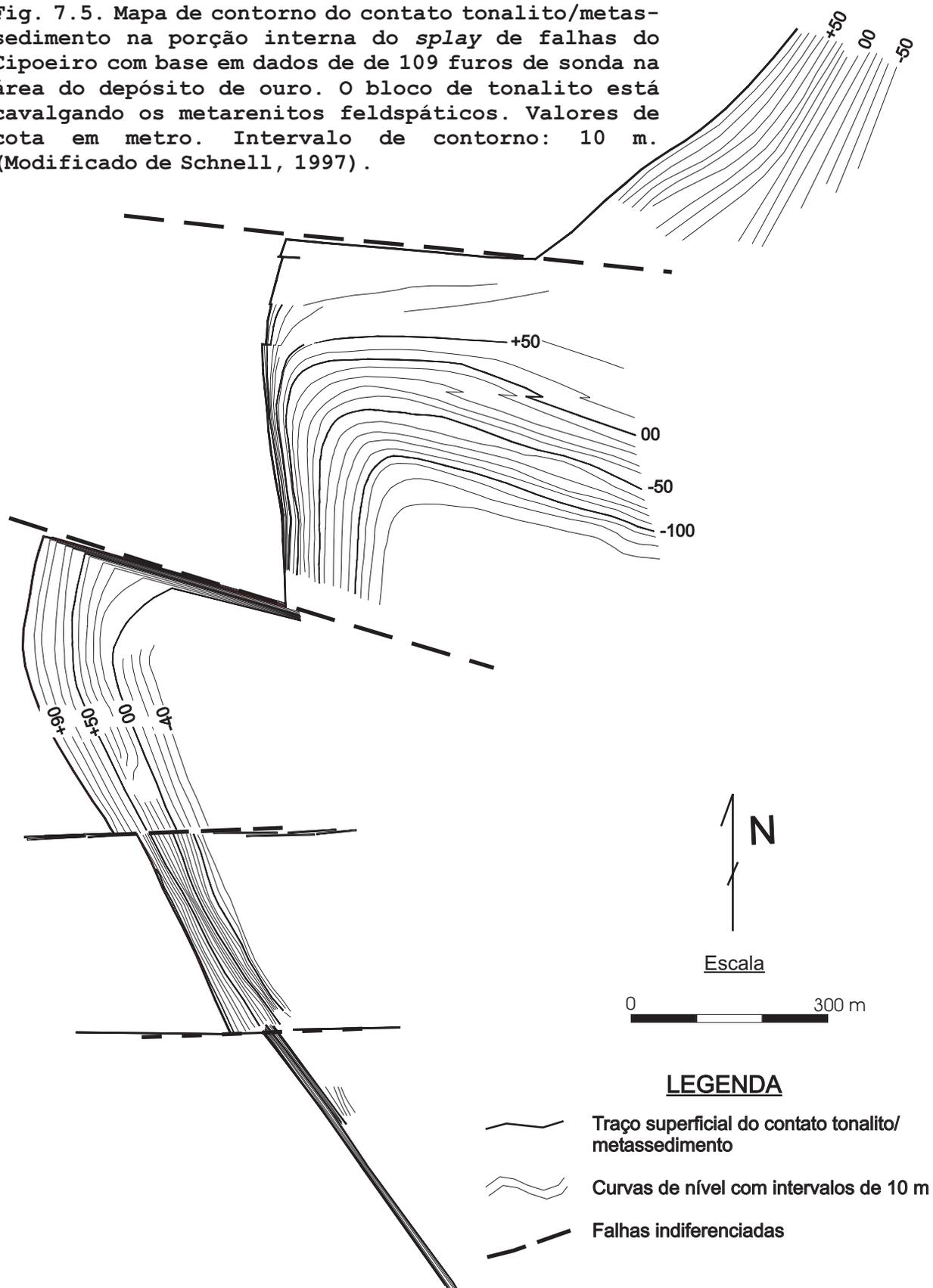


Fig. 7.5. Mapa de contorno do contato tonalito/metasedimento na porção interna do *splay* de falhas do Cipoeiro com base em dados de 109 furos de sonda na área do depósito de ouro. O bloco de tonalito está cavalgando os metarenitos feldspáticos. Valores de cota em metro. Intervalo de contorno: 10 m. (Modificado de Schnell, 1997).



cavalcamento desse litotipo sobre os metaarenitos (Figura 7.5).

Adicionalmente, a zona de transição de um setor para outro não chegou a ser interceptada pelos furos de sonda executados. Essa zona de transição é interpretada, com base em fotografias aéreas e dados de sondagem como descontínua, interrompida por falhamentos aproximadamente E-W.

Outro dado relevante é que as estruturas que controlam a mineralização desse depósito com direção submeridiana são independentes da zona de contato metassedimento-tonalito, como descrito no Capítulo 5 que trata da metalogênese do ouro na área. Essas estruturas consistem de zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis internas ao corpo tonalítico, mergulhando cerca de 20° para ESE, com atitude totalmente distinta daquela observada ao longo do *trend* mineralizado NW-SE que mergulham para NE com valores mais elevados.

Embora os dados disponíveis não permitam uma reconstituição completa da geometria dessa estrutura, algumas inferências podem ser estabelecidas (Figuras 5.1 e 5.2):

a) O cavalcamento do bloco de tonalito sobre os arenitos deve estar associado a um episódio de reativação com movimentos sinistrais dominantes do cinturão, após a instalação do *splay* NNE.

b) A estrutura de baixo ângulo do setor NNE que abrigou parte da mineralização é posterior ao estabelecimento do *splay* submeridiano, provavelmente gerada no episódio no qual esse bloco de tonalito cavalcou os metassedimentos.

c) Essa estrutura deve ser um pouco mais tardia surgindo como uma solução mecânica para absorver a movimentação de massa referente à continuação desse episódio deformacional com componentes locais compressivas.

d) De modo análogo, os *splays* NNW, NNE e N existentes na área devem ter atuado como obstáculos à movimentação quando das estruturas NW-SE do cinturão voltaram a ser reativadas com sentido de movimentação sinistral e forte componente direcional. Isso provavelmente gerou movimentação com componentes compressivas que resultaram em cavalcamentos associados a *splays* submeridianos.

e) O deslocamento do *corpo lenticular do Cedral* ao longo do *splay* NNW-SSE deve estar associado a esse evento mais tardio de reativação do cinturão, levando à duplicação da espesura, em plano horizontal, da faixa onde ocorre a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Gurupi naquele segmento do cinturão.

## 8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO PALEOPROTEROZÓICO AO EOPALEZÓICO

---

O histórico das investigações geológicas na região do Gurupi mostra que o entendimento da geologia local evoluiu em grande parte por meio de modelos de correlação com o oeste da África, onde a extensão e continuidade das exposições permitiram maiores avanços nesse sentido. Entretanto, os trabalhos mais recentes de Gorayeb *et al.* (1999), Klein & Moura (2001a e 2001b) e Palheta, (2001) adicionaram um acervo de informações petrológicas e geocronológicas que vem progressivamente impondo restrições ao modelamento por correlação direta.

Partindo do quadro geológico que já se encontrava delineado, esses novos trabalhos geraram novas informações que possibilitam a inauguração de uma nova etapa na pesquisa geológica na região do Gurupi mais centrada em dados factuais locais.

Embora o modelamento geotectônico esteja fora do escopo deste trabalho, apresentaremos a seguir uma proposta de evolução geológica regional pautada na sinopse do estado-da-arte da geologia da região do Gurupi, apresentada no Capítulo 3, onde o Evento Eburneano-Transamazônico é apontado como o principal evento litogenético da região e o evento Pan-Africano-Brasiliano como o evento responsável em grande parte pela definição do quadro deformacional finito observado.

### 8.1. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE CHEGA-TUDO E CEDRAL NO CONTEXO DA REGIÃO DO GURUPI

A presença de uma crosta arquena não foi comprovada até a presente data, embora o complexo Maracaçumé continue posicionado nesse éon nas principais propostas de empilhamento estratigráfico da área. A definição mais precisa da idade dessa unidade continua sendo um obstáculo para o desenvolvimento de um modelo evolutivo mais consistente. Igualmente difícil é decidir, com base nos dados geológicos disponíveis, entre os modelos de evolução propostos para os terrenos Birrimianos, dentre os quais se destacam aqueles de Vidal & Alric (1994) e de Boher *et al.* (1992), no sentido de definir qual terá sido o ponto de partida para da história geológica da região.

Para Boher *et al.* (1992), a evolução dos terrenos Birrimianos iniciou-se em ambiente oceânico com a formação de platôs oceânicos gerados a partir de plumas mantélicas, sobre os quais sedimentos se depositaram. Com a instalação de zonas de subducção formaram-se arcos de ilha com magmatismo cálcio-alcálico associado. A progressão dessa tectônica tangencial levou à colisão dos platôs e arcos de ilha contra o bloco cratônico Kemana-Man. No modelo evolutivo proposto por Vidal & Alric (1994) a evolução desses terrenos se iniciou a partir de uma abertura intracontinental com fator de distensão que levou à formação de fundo oceânico seguido de subducção, desenvolvimento de bacias de retroarco, magmatismo cálcio-alcálico, finalizando com colisão oblíqua desses terrenos contra o Cratón Oeste-Africano.

Qualquer que tenha sido o ponto de partida da história evolutiva desses terrenos, é consensual a natureza colisional do evento final em que se formaram as principais unidades litoestratigráficas que constituem o embasamento pré-cambriano exposto nas janelas erosivas da região.

Nesse cenário, apresentaremos a seguir tentativamente uma proposta de evolução para contextualizar a região de Chega-Tudo e Cedral a partir do Paleoproterozóico, com base no modelo de Bohrer *et al.* (1992), extensamente discutido por Palheta (2001), e nas informações geológicas de Klein & Moura (2001a e 2001b).

### **8.1.1. A origem das seqüências vulcanossedimentares do Gurupi e da granitogênese paleoproterozóica**

Primeiramente ter-se-iam se formado platôs oceânicos a partir da atuação de plumas mantélicas em ambiente oceânico. Durante esse episódio, formaram-se feições tectônicas extensionais onde teriam se depositado as primeiras rochas vulcânicas e sedimentos pelágicos que compõem a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi, com idades Pb-Pb de 2.160 a 2.148 Ma. no Paleoproterozóico (Klein & Moura 2001b).

A presença das rochas metaintrusivas e metavulcânicas básicas e ultrabásicas tectonicamente aleitadas entre as rochas da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Gurupi possivelmente representa material dessa crosta oceânica original, embora não se disponha de dados litoquímicos e geocronológicos para apoiar essa idéia.

Esse episódio litogenético foi seguido pela instalação de zonas de subducção, levando à formação de arcos de ilha e bacias de retroarco com magmatismo cálcio-alcálico associado. Os

granitóides do tipo “I” da Suite Tromaí, aos quais está correlacionado o tonalito do Cipoeiro, com idade isotópica Pb-Pb de 2.141 a 2.156 Ma. (Klein & Moura 2001b), são interpretados como produtos desse magmatismo.

O surgimento de arcos de ilha deu também lugar a processos erosivos que alimentaram com sedimentos as bacias de retroarco adjacentes.

A progressão dessa tectônica tangencial, com movimentos de SW para NE, levou à acresção sucessiva dessas feições *litotectônicas* como terrenos exóticos ao núcleo cratônico Kenema-Man.

Todo esse processo culminou com o fechamento desse antigo oceano, que levou à colisão e amalgamento de massas continentais de idades arqueanas. Essa colisão continente-continente produziu espessamento crustal, permitindo a geração de magmatismo do tipo “S” por meio de mistura de magmas de origem mantélica com aqueles de origem essencialmente crustal. Esse magmatismo está representado na região pelos granitóides da Suite Tracuateua com idades Pb-Pb entre 2.091 a 2.086 M.a (Palheta, 2001). O Granitóide Ourém, de filiação magmática, forneceu idades de 1.840 e 2.011 Ma. (Palheta, 2001).

Neste contexto, o Complexo Maracaçumé é visualizado como um possível fragmento crustal arqueano envolvido na colisão do Evento Eburneano-Transamazônico. Os granitóides paleoproterozóicos do tipo “I” que afloram nas janelas pré-cambrianas da região do Gurupi constituem o registro do magmatismo cálcio-alcalino desse evento colisional, ao passo que aqueles do tipo “S” correspondem ao magmatismo sincolisional mais tardio que marcam a zona de sutura resultante da amalgamação dessas antigas massas continentais do Proterozóico inferior.

### **8.1.2. Os eventos litogénéticos e tectonotermiais do final do Paleoproterozóico ao Eopaleozóico**

Aparentemente após o arrefecimento das condições tectonotermiais do evento Eburneano-Transamazônico no final do Paleoproterozóico, a região do Gurupi, de modo análogo ao que se sucedeu nos terrenos Birrimianos do Oeste da África, teve um longo período de quietude tectônica marcada por uma sedimentação cratônica em ambiente desértico, representada pelos sedimentos das formações Igarapé de Areia e Viseu.

Uma discreta tentativa de fragmentação tomou lugar no final do Mesoproterozóico, correlacionada a tentativa de fragmentação do Supercontinente Rodínia. Este episódio foi marcado na região do Gurupi pela presença do Nefelina-Gnaiss de Boca Nova com idade mínima Rb-Sr de 723 Ma. A deposição da Formação Piriá está provavelmente associada a esse episódio distensivo do Mesoproterozóico.

Após a tentativa de fragmentação do final do Mesoproterozóico, a região do Gurupi esteve novamente envolvida em um episódio colisional durante o Evento Pan-Africano-Brasílico que resultou na reestruturação da região do Gurupi, por meio da reativação das estruturas paleoproterozóicas com direção NW-SE como frentes de cavalgamento com deslocamentos de massa oblíquos de SW para NE.

O quadro estrutural delineado a partir da integração dos dados geofísicos aéreos e informações de campo na região de Chega-Tudo e Cedral foi em grande parte moldado nesse evento, embora se assumam neste trabalho que o Cinturão de Cisalhamento Gurupi já havia sido parcialmente delineado no Paleoproterozóico e que o Evento Pan-Africano-Brasílico reativou essa descontinuidade crustal rearranjando suas unidades litoestratigráficas da maneira como se encontram atualmente.

Embora os dados de campo disponíveis não cubram toda a área dos levantamentos utilizados, não se encontrou evidências do domínio de baixo ângulo descritos na região. Adicionalmente, as medidas de lineações de estiramento apresentam valores de mergulho predominantemente moderados, associados com as estruturas de alto ângulo, diferentemente dos valores subhorizontais reportados na área.

Esse evento teve aparentemente pouca expressão litogenética na região do Gurupi, sendo representado apenas pelo Granitóide Ney Peixoto de idade 580 Ma. Esse granitóide do tipo "I" é o único corpo intrusivo de idade comprovadamente brasileira conhecido na região, embora admita-se que outras intrusões dessa idade possam estar ocultas sob as coberturas sedimentares adjacentes.

A estruturação rúptil-dúctil N-S e a inflexão da estruturação geral NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Gurupi ao longo de *splays* de falhas NNW-SSE podem ter ocorrido durante o Evento Brasílico.

As idades K-Ar de 520 e 580 Ma. determinadas em rochas do Grupo Gurupi por Cordani *et al.* (1984) registram a ação do Evento Brasileiro na transição do Neoproterozóico para o Eopaleozóico, marcando o último grande evento tectonotermal reconhecido na região.

## 9. CONCLUSÕES

---

Os dados de geofísica aérea, particularmente os dados magnéticos, possibilitaram a visualização mais contínua do arcabouço estrutural da área de estudo e a caracterização de algumas de suas principais feições tectonoestruturais em macroescala. Isso permite, por sua vez, a hierarquização das estruturas principais que compõem o quadro deformacional finito observado. Ao mesmo tempo abre novas questões cuja elucidação está além do escopo deste trabalho, como enumeradas a seguir:

a) A análise estrutural das rochas desse segmento do cinturão foi limitada pela forte dispersão de dados de lineação observada, não permitindo uma avaliação segura sobre a cinemática dominante.

b) Considerando as limitações impostas pelo banco de dados de campo, a área estudada pôde ser caracterizada geometricamente como um segmento de alto ângulo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, mostrando deslocamentos de massa predominantemente sinistrais.

c) Os valores de caimento das lineações nesse domínio do cinturão mostram-se consideravelmente mais altos e aparentemente mais dispersos do que aqueles que reportados em trabalhos anteriores.

d) Embora o sentido predominante de caimento das lineações de estiramento encontradas projetem-se para NW, este varia localmente e ao longo do cinturão, mergulhando para NW ou para SE.

e) A faixa onde predominam as rochas metapelíticas e metavulcânicas de granulação fina no segmento do cinturão estudado coincide com uma unidade tectonoestrutural com características destacadas em relação às áreas adjacentes a nordeste e a sudeste desse corredor. Isso permite interpretá-la como uma zona de fraqueza estrutural ao longo da qual a deformação se concentrou.

f) Essa zona de fraqueza, referida neste trabalho como *corredor de alta deformação*, permitiu uma forte partição da deformação na área de estudo.

g) O *corredor de alta deformação* separa duas zonas com características deformacionais contrastantes descritas a nordeste e a sudeste do mesmo.

h) A passagem do *corredor de alta deformação* para a faixa constituída pelas rochas plutônicas da Suite Tromaí, que se estende a nordeste do mesmo, é brusco.

i) A intensidade da deformação interna na faixa a nordeste do *corredor de alta deformação* torna-se progressivamente mais discreta em direção ao domínio cratônico, caracterizando uma passagem gradual do Cinturão de Cisalhamento Gurupi para o Cráton a nordeste.

j) Embora não se disponha de dados de campo suficiente para uma caracterização tectônica adequada da faixa a sudoeste do corredor de alta deformação, nas proximidades do limite da área de estudo, o paralelismo e linearidade dos horizontes magnéticos sugere que as estruturas planares mantêm as características de alto ângulo da deformação predominante ao longo do *corredor de alta deformação*, pois se assim não fosse teriam uma assinatura geofísica caracterizada por altos magnéticos menos lineares e mais difusos do que aqueles observados nos dados geofísicos. Essa argumentação mantém-se válida mesmo para os mapas de gradiente horizontal reduzido ao pólo utilizados.

k) O *splay* NNW-SSE que se ramifica do *corredor de alta deformação* na altura de Montes Áureos instalou-se no contato das rochas supracrustais vulcaniclásticas e vulcanogênicas do Grupo Gurupi com os metapelitos que predominam no *corredor de alta deformação*.

l) Esta estrutura adentra no domínio das rochas intrusivas da Suite Tromaí, acomodando grande parte dos deslocamentos de massa observado na porção ao nordeste do *corredor de alta deformação*.

m) O deslocamentos do corpo lenticular de rochas vulcaniclásticas e vulcanogênicas do Grupo Gurupi ao longo desse *splay* levaram a duplicação, no plano horizontal, dessa seqüência vulcanossedimentar na área de estudo.

n) As zonas de cisalhamento N-S com deslocamento sinistral têm associadas dobras de arrasto, localmente formando *splays*, são as feições discordantes da estruturação geral NW-SE mais proeminente da área de estudo.

o) Duas dessas zonas de falha N-S, referidas neste trabalho como Falha N-S Rio Gurupi e Falha N-S Montes Áureos-Rio Cachoeira, quando observadas em detalhe nos mapas magnéticos, apresentam uma configuração peculiar, consistindo em uma combinação de falhas NNW-SSE e N-S com sentidos de movimentação aparentes sinistrais.

p) A análise da geometria e das relações de corte das falhas N-S com as demais direções estruturais observadas nos dados geofísicos e de radar apontam para um episódio de formação

tardio dessas estruturas N-S em relação ao episódio que formou a estruturação principal do cinturão.

q) Essas mesmas estruturas submeridianas mostram-se interrompidas pela estruturação NW-SE predominante do cinturão, evidenciando episódios tardios de reativação sinistral ao longo das mesmas.

r) Os *splays* de falha submeridianos observados mostram características geométricas indicativas de *splays* desenvolvidos sob regime transpressivos ou, alternativamente, que essas estruturas foram modificadas por episódios de reativação com componente direcional sinistral da estruturação NW-SE.

s) As falhas E-W descritas na área apresentam sentido de movimentação invariavelmente dextral em todos os casos que indicadores cinemáticos foram identificados nos dados geofísicos disponíveis.

t) Essas fraturas são correlacionáveis com aquelas descritas por Costa *et al.* (1996a) e Ferreira Jr. (1996) como falhas transcorrentes neotectônicas que constituem o arcabouço estrutural da Bacia de Pinheiro.

u) As fraturas NE-SW, embora controlem as principais drenagens ativas na área e parte do relevo sustentado pelas crostas lateríticas terciárias, não apresentam deslocamentos na escala de trabalho utilizada.

v) Aparentemente essas estruturas NE-SW foram mais atuantes nos eventos neotectônicos da região, já que controlam as drenagens ativas principais da área de estudo, embora não se tenha elementos na área estudada para definir se são mais antigas que esses eventos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABREU, F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da Região Meio-Norte e sua correlação com a África Ocidental*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 423p. (Tese de Doutorado).
- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da Região Sul-Sudoeste do Cráton São Luís. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém. *Anais...* SBG. v.1, p.7-21.
- ABREU, F. A. M.; HASUI, Y.; GORAYEB, P.; BORGES, M.S. (Não publicado). *O Pré-Cambriano da Região do Gurupi revisado*.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço Estratigráfico do Pré-Cambriano da Região do Gurupi, Estado do Pará e Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31., Balneário de Camboriú. *Anais...* SBG. v.2, p.647-658.
- ALMARAZ, J.S.U. & CORDANI, U.G. 1969. Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré- Cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGR. BRAS. GEOL., 23., Salvador. *Bol. Exp...* SBG. p.89.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM. Div. Geol. Min. (Boletim,241). 38p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONG. BRAS. GEOL., 23., Salvador, 1969. *Resumo das Conferências e Comunicações*. (Boletim Especial, 1). p.29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1968. Radiometric Age Determinations from Northern Brazil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* São Paulo, SBPC. 17:3-14.
- ALMEIDA, H.G.G. 2000. *Folha São Luis (SA.23). Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:1.000.000*. Rio de Janeiro, CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/Programa Grande Carajás. (em CD-ROM)
- ARANHA, L.de F.;LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.de; MAKINO, K.M.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1988. Evolução tectônica e edimentar das bacias Bragança-Viseu, São Luis e Ilha Nova. . In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. *Anais...* SBG. v.6, p.2487-2498.

- ARANTES, J.L.G.; DAMASCENO, B.C.; KREBS, A.S. 1972. *Projeto Argila-Belé*. Rel. Final. Conven. DNPM/CPRM, Belém.
- BLACK, R. 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes*, **4**:3-8.
- BOHER, M.; ABOUCHAMI, W.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; ARNDT, N.T. 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, **97**:345-369.
- BORGES, M.S.; ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L. 1988. Contribuição à geologia da região de Santa Luzia do Pará, nordeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., Belém. *Anais... SBG*. v.6, p.2689-2703.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.L.; MAIA, R.G.N.; ARAÚJO, O.J.B. 1996. O Quadro lito-estrutural da Folha SA-23-V-C (Castanhal). In: CONGR. BRAS. GEOL., 38., Balneário de Camboriú. *Anais...* p. 113-114.
- BRASIL. DNPM. 1973. *Projeto RADAM. Folha AS.23-São Luis eparte da folha AS.24-Fortaleza. Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. 624p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 3)
- BREINER, S. 1992. Applications for portable magnetometers. In: VAN BLARICOM, R. (coord.). *Practical geophysics II (for the exploration geologist)*. Spokane, WA, USA. Northwest Mining Association. p.313-345.
- BRITO NEVES, B.B., & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* **53**:23-40.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22(3)**: 155-165.
- BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. 1992. *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. Amsterdam. Elsevier. 608p. (Handbook of exploration geochemistry, 4).
- CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro. *Anais...* p.740-753.
- CLARK, D.A. 1997. Magnetic Petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17(2)**:83-103.

- CORBETT, J.D. 1992. The utility of magnetics. In: VAN BLARICOM, R. (coord.). *Practical geophysics II (for the exploration geologist)*. Spokane, WA, USA.. Northwest Mining Association. p.347-381.
- CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**:629-632.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y; BORGES, M.S.; FERREIRA Jr., C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L. da; FERNANDES, J.M.G. 1996a. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, **4**(2):23-44.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA.23-Y-B. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. *Anais... SBG*. v.5, p.2257-2266.
- COSTA, J.L. & RICCI, P.S. F. 1995. A Faixa de Cisalhamento Gurupi e o cenário colisional do Cráton São Luís. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 5., Gramado. *Bol. Resum. Exp. SBG*. p.18-20.
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.; RICCI, P.S.F. 1996b. Compartimentação tectônica do Orógeno Gurupi e das janelas Pré-Cambrianas da Província Parnaíba. SIMP. DE GEOL. DA AMAZ., 5., Belém. *Bol. Res. Expan...*, p.290-293.
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.; RICCI, P.S.F. 1996c. Metamorfismo e sub-divisão tectonoestratigráfica do Grupo Gurupi no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão. SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém. *Bol. Resum. Expan....* p.110-112.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; BOAS, J.M.V.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEI, V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi*. Belém, DNPM/CPRM. 258p. (Relatório Técnico)
- COSTA, J.L.; RICCI, P.S.F.; MARTINS, R.C.; CARVALHO, J.M.A. 2000. *Folha Castanhal (SA-23-V-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM/Serviço Geológico do Brasil. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/Programa Grande Carajás).
- COSTA, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profile in South America, Africa and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *J. Geochem. Explor.*, **47**:143-163.

- COSTI, H.T. 1998. *Petrographic reports – 1998. Projeto Gurupi*. Inédito. Belém. Mineração Chega Tudo Ltda. (Coleção de relatórios).
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1973a. *Imagem de radar folha SA.23-Y-B-I. Projeto RADAM. Ampliação 1:100.000*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/CPRM.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1973b. *Imagem de radar folha SA.23-Y-B-II. Projeto RADAM. Ampliação 1:100.000*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/CPRM.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1973c. *Imagem de radar folha SA.23-Y-B-IV. Projeto RADAM. Ampliação 1:100.000*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/CPRM.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1973d. *Imagem de radar folha SA.23-Y-B-V. Projeto RADAM. Ampliação 1:100.000*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/CPRM.
- DOBRIN, M.B. & SAVIT, C.S. 1988. *Introduction to geophysical prospecting*. 4<sup>a</sup> ed. McGraw-Hill. 867p.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2000. *Mosaico homogêneo de imagens LANDSAT georeferenciadas - Folha SA.23-Y. Escala 1:500.000*. MA/CNPM - Centro Nacional de Pesquisa de Monitoramento por Satélite - Embrapa Monitoramento por Satélite. Brasil Visto do Espaço. Disponível em: <<http://www.cnpm.embrapa.br/satelite/>>.
- FERREIRA Jr., C.R.P. 1996. *A neotectônica na Bacia de São Luís*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 139p. (Dissertação de mestrado).
- FERREIRA Jr., C.R.P.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1996. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. São Paulo. *Geociências*. **15**(1):185-208.
- FEYBESSE, J.L. & MILÉSI, J.P. 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2,1 Ga convergence of Archaean cratons?. *Precambrian Res.* **69**:199-227.
- FRANCISCO, B.H.K.; LEOWNESTEIN, P.; SILVA G.G. 1971. Contribuição a Folha São Luís (SA-23), no Estado do Pará. *Bol. Mus. Paraense Emilio Goeldi, (Série Geologia,)*. Belém, (157): 40p.
- GORAYEB, P.S.S.; GAUDETTE, H.G.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F. M. 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Rev. Bras. Geociências*. **29**(4):571-578.

- GROVES, D.I. 1996. Geological concepts in exploration for large to giant late-orogenic (mesothermal) gold deposits. In: INTERN. GOLD SYMP. 2., Lima, Peru. *Anais... Comitê Aurífero, Soc. de Miner. y Petrol.*: p.347-379.
- GUNN, P.J.; MAIDMENT, D.; MILLIGAN, P.R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):175-185.
- HANSEN, D.A. 1992. Geological applications for portable gama ray spectrometers. In: VAN BLARICOM, R. (Coord.). *Practical geophysics II (for the exploration geologist)*. Spokane, WA, USA.. Northwest Mining Association. p.1-38.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica resurgente no Brasil. In: WORKSHPO SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, Belo Horizonte, *Bol....*, SBG. v. 11, p.1-32.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; VILLAS, R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. p.36-46.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; HARALYI, N. L. E. 1997. Gnaisses nefelina-sieníticos Pré-Cambrianos no Brasil e seu significado geotectônico. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 6., Gramado, 1997. *Bol. Exp....* SBG: p.78-80.
- HORSFALL, K.R. 1997. Airborn magnetic and radiometric data acquisition. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):23-30.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M. de; MELCHER, G.G.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R., KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. PINSON, W.H., FAIRBAIRN, H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157(3789): 495-500
- IGREJA, H.L.S. da. 1985. *Estudo geológico da Sequência Camiranga - Nordeste do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. 85p. (Dissertação de Mestrado).
- IGREJA, H.L.S. da. 1992. *Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do Nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil*. Belém. CG-UFPA. 192p. (Tese de Doutorado).
- ISLE, D.J.; HARMAN, P.G.; CUNNEEN, J.P. 1989. The contribution of high resolution aeromagnetics to Archean gold exploration in the region, Western Australia. *Economic geology*, **6**:389-397.

- JAQUES, A.L.; WELLMAN, P.; WHITAKER, A.; WYBORN, D. 1997. High-resolution geophysics in modern geological mapping. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):159-173.
- JORGE JOÃO, X.S. 1980. *O litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica*. CPRM. 23 p. (Relatório Interno)
- KLEIN, E. L. 1998. *Aspectos geoquímicos, geocronológicos e estudos dos fluidos associados às mineralizações auríferas do garimpo Caxias e Areal, Cráton São Luís, Noroeste do Maranhão*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 189 p. (Dissertação de Mestrado).
- KLEIN, L.E. & MOURA, C.A.V. 2001a. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luis e do Cinturão Gurupi: implicações para a litoestratigrafia e modelos geotectônicos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. Res. Exp... SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- KLEIN, L.E. & MOURA, C.A.V. 2001b. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis Craton and Gurupi Belt, Northern Brasil: Implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**:237-253.
- KLEIN, L.E.; TORRESINI, C.A.; BRANDÃO, G.M.; MELO, S.J.C.; RIBEIRO, J.W.; FERREIRA, M.A. 2001. Depósito aurífero de Chega Tudo (Cinturão Gurupi): geologia e fluidos mineralizantes. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. Res. Exp... SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- KOUAMELAN, A.N.; DELOR, C.; PEUCAT, J.J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during Early Proterozoic (2.1 Ga) in the Western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). *Precambrian Research*. **86**:177-199.
- LESTRA, A.D. & NARDI, J.I.S. 1984. *O ouro na Amazônia Oriental: o mito e a realidade*. 2ª ed. Belém, Ed.Grafisa. 395p.
- LOWELL, G.R. 1985. Petrology of the Batholith Bragança São Luís Cráton. In: *The crust - The Significance of granites-gneisses on the Lithosphere*. Athens, Theophrastus Publications S. A., p.13-34.
- LUYENDYK, A.P.J. 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):31-38.
- MARCHETTO, C. L. 1996. *Petrographic reports - 1996. Projeto Gurupi*. Inédito. Belém, Pará: Mineração Chega Tudo Ltda/CLM Petrografia Ltda. (Coleção de relatórios).

- MARCHETTO, C. L. 1997. *Petrographic reports - 1997. Projeto Gurupi*. Inédito. Belém, Pará: Mineração Chega Tudo Ltda/CLM Petrografia Ltda. (Coleção de relatórios).
- MCT - Mineração Chega Tudo Ltda. 1996a. *Perfis geológicos das linhas de sondagens do Prospecto Montes Áureos. Projeto Gurupi*. Escala 1:200. Inédito. Belém, MCT - Mineração Chega Tudo Ltda. (Mapoteca do projeto).
- MCT - Mineração Chega Tudo Ltda. 1996b. *Perfis geológicos das linhas de sondagens do Alvo Estopeiro – Depósito de Chega Tudo. Projeto Gurupi*. Escala 1:200. Inédito. Belém, MCT - Mineração Chega Tudo Ltda. (Mapoteca do projeto).
- MCT – Mineração Chega Tudo Ltda. 1997. *Plantas planialtimétricas. Projeto Gurupi*. Escala 1:10.000. Inédito. Belém, AEROSUL/MCT. 35 plantas.
- MINTY, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gama-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):39-50.
- MINTY, B.R.S.; LUYENDYK, A.P.J.; BRODIE; R.C. 1997. Calibration and data processing of airborne gama-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**(2):51-62.
- MOURA, P. 1936. Rio Gurupi. *Bol. Serv. Geol. Min. do Brasil*. Rio de Janeiro, **78**:1-36
- NEL - Newmont Exploration Limited. 1998. *X-RD and X-RF analyses of a core hole from Cipoeiro Prospect*. Newmont Exploration Limited. Inédito. (Memorando interno).
- NUNES, A.B.; LIMA, R.F.; BARROS FILHO, C.N. 1973. Geologia da Folha SA-23, São Luís e parte da Folha SA-24, Fortaleza. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAM. *Folha SA-23 São Luís e SA-24 Fortaleza: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. v.3, p.3-33. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- PALHETA, E.S.M. 2001. *Evolução Geocronológica da Região Nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de Granitóides*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143p. (Dissertação de Mestrado).
- PARASNIS, W.D. 1983. *Introduction to geomagnetism*. Edimburg. Scottish Academic Press. 183p.
- PASTANA, J.M. 1995. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil / Programa Grande Carajás, Folha Turiaçu SA. 23-V-D/Pinheiro SA. 23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:250.000*. Brasília, DNPM/CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 240p.

- PASTANA, J.M.; JORGE JOÃO, X. da S.; ARAÚJO, O.J.B. de. 1994. Características litológicas das unidades rochosas integrantes do Cinturão de Cisalhamneto Chega Tudo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38., Balneário de Camboriú, 1996. *Anais...* p.212-214.
- PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. Conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMP. REGION. GEOL., 2., Rio Claro, São Paulo, *Atlas...* v.2, p.253-262.
- RAINSFORD, D. 1997. *Gurupi airborne geophysical survey - 100,000 scale interpretation*. Newmont Exploration Limited. Inédito. 8p. (Memorando interno).
- RODRIGUES, T. L. N.; ARAÚJO, C.C.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. 1994. *Folha São Luís SA-23-Z-A/Folha Cururupu SA.23-X-C. Estado do Maranhão. Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM/Serviço Geológico do Brasil. 185p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/Programa Grande Carajás).
- ROGERS J.J.W. 1996. A history of the continents in the past three billions years. *Journal of Geology*, **104**:91-107.
- ROSA COSTA, L.T.da & VALE, A.G. 2001. Aplicação da aerogeofísica no mapeamento geológico: Exemplo do Projeto Promim RENCA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Res. Exp...* SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. *Lógica e sistemática na análise de fotografias aéreas em geologia*. Campinas. (Notas de Geomorfologia, 16).
- SOARES Jr., A.V. 2002. *Paleogeografia e evolução da paisagem do NE do estado do Pará e NW do estado do Maranhão – Cretácio ao Holoceno*. 122p. (Dissertação de mestrado).
- SUDAM. 1984. *Projeto de hidrologia e climatologia da Amazônia. Atlas climatológico da Amazônia Brasileira*. Belém, SUDAM. 125p. (Publicação, 39).
- TAVARES Jr., S.S. & VENEZIANI, P. 2001. Interpretações tectônicas e os controles dos alojamentos de corpos intrusivos na porção norte-nordeste de Roraima, através de imagens Landsat 5 -TM e produtos integrados. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. (Seção Painel).

- TERUIYA, R.K.; PARADELLA;W.R.; SANTOS, A.R. 2001. Integração de dados de radar (SAREX'92) com aerogeofísica (K e U) na caracterização do Granito Cigano – Província Mineral do Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Res. Exp...* SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- THÉVENIAUT, H. & TRUFFERT, C. 2001. On the use of radiometric data for geological mapping of superficial weathered formation: example of Crique Plomb area in French Guiana (South America). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Res. Exp...* SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- TORESINI, C.A. 2000. The gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi Belt, Pará, Brazil: Geology and mineralization. In: INTERN. GOLD SYMP., 4, Lima, Peru. *Anais...Soc. Per. Geol.* 1CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.
- TROMPETE, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African/Brasiliano aggregation of South America and africa. Rotterdam, A. A. Bakelma Publishers. 350p.
- TROMPETE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*. **82**:102-112.
- TRUCKENBRODT, W. & CORRÊA, J. A. M. 1985. Estudo petrológico de arenitos arcossianos da Formação Piriá, Pré-Siluriano, Região do Gurupi/Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém. *Anais...* SBG: p.159-167.
- UNRUG, R. 1996. The assembly of Gondwana. *Episodes*. **19**:11-18.
- VIDAL, M. & ALRIC, G. 1994. The Paleoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West Africa Craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precambrian research*. **65**:207-229.
- VIDAL, M.; DELOR, C.; POUCKET, A.; SIMEON, Y.; ALRIC, G. 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 et 2 Ga: le style "Archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bull. Soc. Géol. France.* **167(3)**:307-319.
- VILLAS, R.N.N. 1982. Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do Rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 1., Belém. *Anais...* SBG: v.1, p.233-247.
- VILLAS, R. N. N. & DIAS, G. S. 1983. A seqüência vulcano-sedimentar Chega Tudo, Região do Gurupi, Estado do Maranhão. In: REUN. ANUAL SBPC, 25., Belém. *Bol. Res...* SBPC: p.566.

- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J.J. 1994. Structure, evolution and paleogeography of the West African Craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Res.* **69**:307-326.
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1980. Geologia do Granitóide Mirasselas, nordeste do Pará. CONGR. BRAS. GEOL., 31., Balneário de Camboriú. *Res. exp...* SBG: v.2, p.426.
- YAMAGUTI, H.S. & VILLAS, R.N.N., 1999. A mineralização aurífera de Montes Áureos (NW do Maranhão): aspectos geológicos e fluidos mineralizantes. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., Manaus. *Bol. de res...* SBG/NO: p.102-105.
- YAMAGUTI, H.S. & VILLAS, R.N.N., 2001. Caracterização dos fluidos mineralizantes do depósito aurífero de Montes Áureos, NW do Maranhão. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Res. Exp...* SBG/NO. 1 CD-ROM. Windows 98/Acrobat Reader 4.0.



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**- ANEXO -**

**MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CHEGA-TUDO E CEDRAL  
- NOROESTE DO MARANHÃO -**

Escala

1:100.000

**AUTOR: JOSÉ WILSON ANDRADE RIBEIRO**

**DEZEMBRO / 2002**

