



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

**“NEOTECTÔNICA E MORFOGÊNESE DA REGIÃO DE CAROLINA
(MA,TO), BACIA DO PARNAÍBA”**

TESE APRESENTADA POR

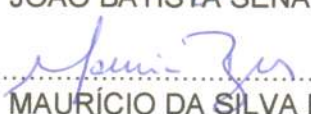
PEDRO EDSON LEAL BEZERRA

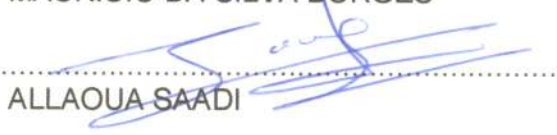
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação : 05.10.1996

Comitê de Tese:


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)


.....
MAURÍCIO DA SILVA BORGES


.....
ALLAOUA SAADI

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

**NEOTECTÔNICA E MORFOGÊNESE DA REGIÃO DE CAROLINA (MA,TO), BACIA
DO PARNAÍBA**

(DISSERTAÇÃO DE MESTRADO)

PEDRO EDSON LEAL BEZERRA

Orientador : Prof. Dr. JOÃO BATISTA SENA COSTA

Belém - Pará, setembro de 1996

Esta obra é dedicada a minha esposa Maria Dilma, e aos meus filhos Adriana e Pedro Henrique, razões do esforço despendido para a sua realização.

É dedicada igualmente aos meus pais, Francisco e Elza, por terem proporcionado os meios que me permitiram ser um **Geólogo**.

AGRADECIMENTOS

Manifesto meus agradecimentos ao IBGE pela liberação parcial de minhas atividades na instituição para que pudesse me dedicar a elaboração desta Tese, e as seguintes pessoas e instituições:

- Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa do CG-UFPa pela orientação dispensada em todas as etapas do trabalho;
- Ao geólogo e companheiro Dr. Mário Ivan Cardoso de Lima do IBGE/DIGEO-N pelas constantes sugestões e conselhos, e, principalmente, pelas proveitosas discussões sobre os mais diversos temas relacionados aos aqui abordados;
- À geógrafa e geomorfóloga do IBGE/DIGEO-NE1 Regina Coeli Ribeiro da Costa pela decisiva orientação no que se refere aos aspectos da compartimentação do relevo e pela revisão do texto referente a caracterização geomorfológica
- À SUDAM nas pessoas do Diretor Geral do Departamento de Recursos Naturais, Eng. Civil e Hidrólogo Evaldo Martins César, do Coordenador do Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA) Eng. Agrônomo Geraldo Pereira da Silva; e dos técnicos do CHSRA Eng. Agrônoma Izabel Cristina Bergh Pereira, Programador e Hidroclimatólogo Pedro Alberto Moura Rolim, Eng. Agrônomo Augusto Sérgio Gomes Peres, Eng. Agrônomo Eduardo da Silva Santos e Eng. Florestal Reinaldo José Dias Cruz, por terem facultado o acesso às instalações e equipamentos do Núcleo de Sensoriamento Remoto, e pelo auxílio no processamento digital das imagens de satélite utilizadas.

- Ao Prof. Dr Maurício da Silva Borges e ao colega Geólogo Mestrando do CPGG Ophir de Moraes Júnior pelas discussões realizadas durante as primeiras viagens de campo e durante o desenvolvimento da pesquisa;
- Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, à Prof. M. Sc. Ruthléa Bermegui e ao Geólogo M. Sc. Carlos Alberto Paranhos Júnior pelas ilustradoras discussões levadas a efeito em trabalhos de campo;
- Ao colega Geólogo M Sc. Luis Otávio Roffé Azevedo pela versão do resumo para o inglês;
- Aos estudantes de graduação em geologia João Almiro Corrêa Soares e Elcione de Paulo Souza Silva pela inestimável ajuda prestada durante os trabalhos de campo e de escritório, e por terem acompanhado e auxiliado *pari-passu*, a realização dessa pesquisa;
- Aos funcionários do IBGE João Batista Pereira da Conceição, Maria do Socorro Forte Xavier e Vicente Pereira da Silva pelo auxílio prestado em diversas fases dos trabalhos de escritório.

Agradeço, finalmente, a todos aqueles que direta ou inderetamente colaboraram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

	P
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	viii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUÇÃO.....	7
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS.....	8
1.2. CARACTERÍSTICAS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICAS.....	9
1.3. INSERÇÃO NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	19
1.4. OS FUNDAMENTOS E OBJETIVOS DA PESQUISA.....	24
2. METODOLOGIA.....	30
2.1. INTRODUÇÃO.....	30
2.2. REUNIÃO E PREPARO DO MATERIAL BÁSICO.....	33
2.3. ESTUDOS PRELIMINARES.....	38
2.4. VIAGENS DE CAMPO.....	40
2.5. ANÁLISE E REINTERPRETAÇÃO DOS DADOS.....	43
2.6. TEXTO E MAPAS.....	43
3. COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA.....	45
3.1. INTRODUÇÃO.....	45

3.2. GRUPO BALSAS.....	49
3.2.1. Formação Pedra De Fogo.....	49
3.2.2. Formação Motuca.....	59
3.2.3. Formação Sambaiba.....	63
3.3. FORMAÇÃO MOSQUITO.....	67
3.4. INTRUSIVAS BÁSICAS.....	70
3.5. COBERTURAS SEDIMENTARES PALEOGÊNICAS.....	73
3.6. FORMAÇÃO RIO FARINHA.....	74
3.7. COBERTURAS SEDIMENTARES PLEISTOCÊNICAS.....	79
3.8. ALUVIÕES HOLOCÊNICAS.....	82
4. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL.....	86
4.1. INTRODUÇÃO.....	86
4.2. DOMÍNIOS E SUBDOMÍNIOS ESTRUTURAIS.....	95
4.2.1. Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina.....	95
4.2.1.1. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	97
4.2.1.2. Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca.....	112
4.2.1.3. Sistema Transcorrente Rio Feio.....	117
4.2.1.4. Sistema Transcorrente AltoArraias-Itapecuru.....	119
4.2.1.5. Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre.....	121
4.2.1.6. Zona Transtensiva Alto Itapecuru - Carolina.....	127
4.2.2 - Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia.....	128
4.2.2.1. Sistema Distensivo .Wanderlândia.....	129

4.2.2.2. Sistema Distensivo Estreito-São José.....	137
4.2.2.3. Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado.....	142
4.3. ANÁLISE GEOMÉTRICO-CINEMÁTICA.....	147
5. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	156
5.1. BASES CONCEITUAIS.....	156
5.1.1. Domínios Morfoestruturais.....	164
5.1.2. Regiões Geomorfológicas.....	166
5.1.2.1. As Superfícies de Aplainamento.....	168
5.1.3. Unidades Geomorfológicas.....	170
5.2. COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO.....	171
5.2.1. Formas Associadas às Estruturas Transcorrentes.....	173
5.2.1.1. Planaltos do Centro-Sul do Maranhão.....	175
5.2.1.1.1. Planalto Soerguido de Darcinópolis.....	179
5.2.1.1.2. Mesas e Chapadas Residuais de Carolina.....	182
5.2.1.1.3. Planalto Dissecado do Alto Arraías.....	184
5.2.1.2. Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão.....	187
5.2.1.2.1. Plano Basáltico de Estreito.....	190
5.2.1.2.2. Planos Arenosos Interplanálticos.....	191
5.2.1.2.3. Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia.....	191
5.2.2. Formas Associadas às Estruturas Extensionais.....	193
5.2.2.1. Vertentes Orientais do Araguaia.....	193
5.2.2.1.1. Planalto Rebaixado de Wanderlândia.....	194

5.2.3. Planícies Aluvionares.....	195
5.2.3.1. Planície do Tocantins.....	196
6 - EVOLUÇÃO PALEOTECTÔNICA.....	199
7 - EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA E MORFOGÊNESE.....	209
8 -CONCLUSÕES.....	215
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	221

ANEXOS

ANEXO A. Mapa Geológico - escala 1:200.000

ANEXO B. Mapa Geomorfológico - escala 1:200.000

ANEXO C. Mapa de Afloramentos Descritos - escala 1:200.000

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1. Situação da Área Investigada.....	10
Figura 1.2. Divisão Municipal.....	11
Figura 1.3. Aspecto apresentado por grande parte das estradas vicinais.....	12
Figura 1.4. Aspecto da mata de galeria formada predominantemente por buritis, assina- lando os canais de drenagem.....	15
Figura 1.5. Geologia da Bacia do Parnaíba (modificado de PETRI & FÚLFARO, 1983) e a situação da área pesquisada.....	22
Figura 1.6. Situação da região de Carolina em relação às Bacias da “Província Sedimen- tar do Meio-Norte” (GÓES, 1995) e ao Lineamento Tianguá-Carolina (LIMA, 1992).....	25
Figura 1.7. Bacia do Parnaíba com a distribuição das superfícies de aplainamento que constituem os topos dos chapadões.....	26
Figura 1.8. Isópacas da “Formação” Serra Grande, mostrando o Arco Xambioá-Terezi- na (AGUIAR, 1971).....	27
Figura 2.1. Divisão da Área em módulos da Imagem de satélite.....	37
Figura 2.2. Localização dos caminhamentos geológicos efetuados.....	41
Figura 3.1. Esboço Geológico.....	46
Figura 3.2. Mapa Geológico da “região do Alto Gameleira” (sudeste da área) segundo PINTO & SAD (1986).....	55

Figura 3.3. Imagem TM-5. Serra do Ciriaco constituindo forma de topo plano, basculado para leste, truncando rochas da Formação Motuca.....	57
Figura 3.4. Cachoeira no rio Itapecuru desenvolvida em litologias da Formação Pedra de Fogo.....	58
Figura 3.5. Formação Pedra de Fogo - PT.164 - Detalhe de estruturas atectônicas.....	60
Figura 3.6. Formação Sambaíba. Forma mais comum de exposição, geralmente em escarpas verticalizadas, modelada em mesas e chapadas residuais.....	66
Figura 3.7. Imagem TM-5. Mesas e chapadas sustentadas por basaltos da Formação Mosquito orientadas ENE-WSW, e forte dissecação estrutural.....	71
Figura 3.8. Formação Rio Farinha, PT-136. Afloramento representativo da sequência de leques aluviais, provável fácies proximal.....	76
Figura 3.9. Formação Rio farinha, PT133 - Afloramento representativo da sequência de leques aluviais, provável fácies de <i>mid-fan</i>	78
Figura 3.10. Coberturas Sedimentares Pleistocênicas (PT-23). Rampas de colúvio desenvolvidas das escarpas em chapadas da região de Wanderlândia.....	81
Figura 3.11. Coberturas Sedimentares Pleistocênicas recobrimdo a Formação Sambaíba em barranco no rio Tocantins.....	83
Figura 3.12. Terraços do rio Tocantins, expondo material conglomerático matriz suportada, onde se faz a retirada de cascalhos para emprego em obras civis.	84
Figura 4.1. Esboço tectônico da Bacia do Parnaíba, segundo CUNHA & CARNEIRO (1972).....	87

Figura 4.2. Movimentações ao longo do Arco Xambioá-Terezina (HASUI et al., 1991)	89
Figura 4.3. Arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba e de seu embasamento (segundo LIMA & COSTA, 1996).....	91
Figura 4.4. Distribuição regional esquemática dos lineamentos Tocantins-Araguaia e Tianguá-Carolina.....	93
Figura 4.5. Imagem TM-5. Na imagem encontram-se delimitadas as principais estruturas observadas na área.....	94
Figura 4.6. Compartimentação estrutural da Região de Carolina.....	96
Figura 4.7. Formação Sambaíba, PT-163. Segmento transpressivo de falhas transcorrentes dextrais do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	98
Figura 4.8. Formação Sambaíba, PT-166. Segmento transtensivo ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	99
Figura 4.9. Imagem TM-5. Sistema transcorrente Carolina-Pedra Caída com as feições de relevo desenhando figuras geométricas em Z, evidenciado movimentação dextral.....	101
Figura 4.10. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Plano de falha no contato entre as formações Sambaíba e Mosquito.....	102
Figura 4.11. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Projeção ciclográfica de planos de falhas oblíquas dextrais.....	103
Figura 4.12. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Diagrama de frequência de polos dos planos de falhas oblíquas dextrais.....	

Figura 4.13. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Diagrama com plotagem das atitudes de estrias de falhas oblíquas dextrais.....	104
Figura 4.14. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Posição dos eixos de tensão calculada pelo método de Arthaud.....	104
Figura 4.15. PT-139. Frequência de polos para sistemas de juntas desenvolvidas em provável regime co-axial, nos arenitos da Formação Sambaíba.....	106
Figura 4.16. Diagrama de roseta para juntas do PT-139.....	106
Figura 4.17. Fraturas em regime co-axial.....	108
Figura 4.18. Diagramas de frequência de polos de juntas medidas em afloramentos posicionados nos domínios do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	110
Figura 4.19. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-144. Jogo de falhas oblíquas dextrais afetando a Formação Sambaíba.....	113
Figura 4.20. Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca, PT-33. Transcorrência dextral deslocando o plano de estratificação cruzada da Formação Sambaíba.....	116
Figura 4.21. Imagem TM-5. Sistema Transcorrente Rio Feio.....	118
Figura 4.22. Estrutura em flor negativa do Sistema Transcorrente Rio Feio afetando a Formação Sambaíba e a Formação Rio Farinha.....	120
Figura 4.23. Imagem TM-5. Romboedro transtensivo desenvolvido pelo recobrimento de falhas dos sistemas transcorrentes Rio Feio e Mosquito-Curicaca, com falhas do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	122
Figura 4.24. PT-026. Diagrama de frequência de polos de falhas normais associadas a Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre.....	124

Figura 4.25. PT-026. Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre. Projeção ciclográfica de planos de falhas normais.....	124
Figura 4.26. PT-026. Zona transtensiva Farinha-Campo Alegre. Diagrama de polos para lineações de estiramento associadas aos planos de falha normal.....	124
Figura 4.27. Posição dos eixos de tensão calculada segundo o método de Arthaud.....	124
Figura 4.28. PT-027. Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre. Projeção ciclográfica de planos de falha normais em basaltos da Formação Mosquito.....	127
Figura 4.29. PT-027. Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre. Diagrama de frequência de polos de planos de falhas normais.....	127
Figura 4.30. Diagrama de frequência de polos de juntas medidas em arenitos da Formação Rio Farinha.....	128
Figura 4.31. Imagem TM-5. Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina. Feição rombóide representando uma provável bacia de afastamento.....	130
Figura 4.32. Imagem TM-5. Estruturação N-S do Sistema Distensivo Wanderlândia e a borda leste do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	131
Figura 4.33. Zona de cisalhamento associada ao Sistema Distensivo Wanderlândia.....	134
Figura 4.34. Sistema Distensivo Wanderlândia, PT-66. Zona de falha normal.....	135
Figura 4.35. Diagrama de frequência de polos de juntas e basaltos deformados pelo Sistema Distensivo Wanderlândia.....	136
Figura 4.36. PT-109. Sistema Distensivo Estreito-São José. Projeção ciclográfica de planos de falha normais.....	138

Figura 4.37. PT-109. Sistema Distensivo Estreito-São José. Diagrama de frequência de polos de falhas normais.....	138
Figura 4.38. Posição dos tensores calculada segundo o método de Arthaud para falhas do PT-109.....	139
Figura 4.39. Imagem TM-5. Romboedro de Estreito.....	141
Figura 4.40. Diagrama de frequência de polos de juntas medidas em diques de rochas básicas aflorantes ao sul do Romboedro de Estreito.....	142
Figura 4.41. Imagem TM-5. Fenômeno de captura de drenagens devido ao soerguimento ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.....	144
Figura 4.42. Imagem TM-5. Estruturas complexas observadas no divisor Alto Itapecuru-Alto Rio Farinha.....	146
Figura 4.43. Rede de drenagem da região de Carolina mostrando em grande parte um padrão retangular.....	149
Figura 4.44. Imagem TM-5. Falha normal de direção NW-SE que estabelece o contato entre as formações Motuca e Sambaíba, com a cobertura Pleistocênica.....	151
Figura 4.45. Elipsóide de deformação para as estruturas da Região de Carolina e o posicionamento dos elementos em relação ao binário de Riedel para a deformação não-coaxial.....	152
Figura 4.46. Modelo de Riedel para a deformação não-coaxial.....	153
Figura 5.1. Comparação entre a morfogênese em clima úmido e árido a semi-árido segundo BIGARELLA & MAZUCKOWSKI (1985.....	161

Figura 5.2. Esquema das relações existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais de acordo com BIGARELLA & MAZUCKOWSKI (1985).....	162
Figura 5.3. Distribuição esquemática das superfícies de aplainamento na Região de Carolina e principais estruturas.....	169
Figura 5.4. Relevos residuais representando testemunhos da superfície paleogênica.....	177
Figura 5.5. Imagem TM-5. Relevos residuais do aplainamento paleogênico conformando mesas a oeste de Filadélfia.....	178
Figura 5.6. Imagem TM-5. Bordas do planalto Soerguido de Darcinópolis desenvolvidas pelo recuo de escarpas associadas às falhas normais do Sistema Distensivo Wanderlândia.....	181
Figura 5.7. Aspecto da evolução atual da paisagem.....	186
Figura 6.1. Sistema de fraturas desenvolvido no interior da placa sulamericana em decorrência do break-up do continente Gondwana.....	203
Figura 6.2. Estruturas e posição do eixo extensional durante o Juro-Triássico, Cretáceo Inferior a Médio e Terciário Superior.....	206
Figura 6.3. Paleorreconstrução gondwânica no Aptiano Superior.....	207

QUADROS

Quadro 1.1 - Unidades estratigráficas da Bacia do Parnaíba.....	23
Quadro 2.1. Convenções utilizadas para a identificação das unidades litostratigráficas....	31
Quadro 3.1. Litoestratigrafia, regime tectônico, sistemas deposicionais e fácies da Re-	

gião de Carolina.....	47
Quadro 4.1. Orientação dos tensores em cada evento cinemático definido para a Região de Carolina e os tipos de regimes tectônicos.....	154
TABELAS	
Tabela 1.1 População da área, total e por município, no Estado do Tocantins.....	18
Tabela 1.2. População da área, total e por município, no Estado do Maranhão.....	18

RESUMO

O esclarecimento das características geométrico-cinemáticas das estruturas bem como da sua evolução paleo e neotectônica como base para o entendimento da morfogênese da aqui denominada Região de Carolina, foram os principais objetivos desta pesquisa. Esta região localiza-se entre os Paralelos 6°30' e 7°30'S e Meridianos 47°00' e 48°00' WGr., com 12.000 Km² de área, envolvendo parte dos estados do Maranhão e Tocantins, dividida ao meio pelo rio Tocantins, sendo a cidade de Carolina, na porção Centro-Sul, o principal núcleo urbano .

Geologicamente, insere-se totalmente nos domínios da Bacia do Parnaíba, e no mapa geológico (escala 1:250.000) encontram-se representadas as formações Pedra de Fogo (Permiano), Motuca (Permo-Triássico), Sambaíba (Triássico), a Formação Mosquito (Juro-Triássico), e rochas Intrusivas Básicas do início do Cretáceo. O Cenozóico inicia-se com as Coberturas Sedimentares Paleogênicas, seguidas por uma sequência de leques aluviais da Formação Rio Farinha, aqui definida, de suposta idade miocênica. No Quaternário posicionam-se as Coberturas Sedimentares Pleistocênicas e as Aluviões Holocênicas.

Dentre as estruturas investigadas o Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina compreende feixes de falhas transcorrentes dextrais orientadas N70-80E, que interagem com falhas normais neotectônicas de direção N40-60W, compondo um mosaico de romboedros transtensivos, localmente transpressivos, concretizados na paisagem sob a forma de altos e baixos estruturais. Secundariamente ocorrem falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com direção N50-60E. A deformação é caracterizada por cisalhamento simples e comportamento rúptil, sendo descritos e caracterizados quatro sistemas transcorrentes e duas zonas transtensivas.. O Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia compreende feixes de falhas normais ou oblíquas dextrais e

sinistrais de orientação submeridiana, evidenciando deformação por cisalhamento simples e comportamento rúptil, subdividido em três sistemas distensivos..

Foram identificados dois ciclos ou eventos de erosão que constituíram superfícies de aplainamento de idades paleogênica e neogênica, respectivamente. O relacionamento das formas de relevo com as superfícies de aplainamento e o posicionamento desses conjuntos em relação aos cinturões transcorrente e distensivo compõem arranjos de relevo que permitiram que se compartimentasse a paisagem das áreas em processo de degradação em dois Domínios Morfoestruturais, três Regiões Geomorfológicas, oito Unidades Geomorfológicas compartimentadas nos Tipos de Modelados de aplainamento e dissecação, estes identificados pela forma do topo (tabular, convexo e aguçado) e pela intensidade do aprofundamento da drenagem. As áreas com relevos em processo de aggradação correspondem ao Domínio das Planícies Aluvionares onde ocorre a Unidade Planície do Tocantins.

Na evolução tectônica dessa região reconhecem-se três eventos cinemáticos. O primeiro caracteriza-se por deformação em regime extensional durante o Juro-Triássico, com σ_1 - 63/S35W; σ_2 - 10/N85W; σ_3 - 16/N12E. No segundo evento ocorreu deformação em regime extensional durante o Cretáceo Inferior, com σ_1 = 68/N52W; σ_2 = 17/S12E; σ_3 = 12/N73E. O terceiro evento é marcado por deformação em regime transcorrente a partir do Mioceno (Neotectônica). As orientações aproximadas dos tensores foram: σ_1 = 3/S55E; σ_2 = 85/N38E; σ_3 = 6/S35W.

O principais fatores responsáveis pelo modelamento das "Mesas de Carolina", são as falhas normais neotectônicas de direção N45-50W, desenvolvidas nas áreas transtensivas

produzidas pela interação entre os feixes de falhas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina; as falhas normais do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, notadamente no lado oeste da área pesquisada ; a dissecação estrutural da Superfície de Aplainamento Paleogênica ao longo dos citados feixes de falhas.

ABSTRACT

The understanding of the kinematic-geometric aspects of the geological structures and its paleo and neotectonic evolution as basis for the elucidation of the morphogenesis of Carolina Region, was the main objectives of this Thesis. The Caroline Region is located between the parallels 6°30 and 7°30'S and meridians 47°00'e 48°00'WGr, with about 12,000 km² in area and includes parts of the Maranhão and parts of the Tocantins states, divided almost on half by the Tocantins river, having Carolina City as its main urban nucleus.

The Geological Map (1:200.000 scale) show that the geological units fill up the Parnaíba Sedimentary Basin and are performed by the Pedra de Fogo Formation (Permian), Motuca Formation (Permian-Triassic), Sambaíba Formation (Triassic), the basic flows with sedimentary intercalations belonging to the Mosquito Formation (Jurassic-Triassic), Basic Intrusive Rocks (Lower Cretaceous), the Paleogenic sedimentary Covers and Rio Farinha Formation of tertiary age, and Pleistocenic Sedimentary Covers and Holocenic Alluviums

Among the structures studied, the Tianguá-Carolina Transcurrent Belt is represented by several dextral transcurrent fault of N70-80E trend that interact with neotectonic normal faults of N40-60W one resulting a mosaic of transtensive rhombohedrons , locally transpressive , that can be seen in the landscape as lower structures (grabens) and uplift structures (hortes) Secundarily there are sinistral and dextral transcurrent fault trending N50-60E. The deformation is characterized by simple shearing and brittle behaviour, having been described four transcurrents systems and two transtensive zones. Another structure is the Tocantins - Araguaia Distensive Belt that comprise normal or oblique dextral and sinistral faults of submeridian trend showing

deformation by simple shearing and brittle behaviour, and was subdivided in three distensive systems.

It was identified two erosive cycles, or events, that constituted aplaning surfaces of the paleogene and neogene ages, respectively. The relations of the relief forms with the aplaning surfaces and their positioning in relation to the shear belts (regarded as Morphostructural Domains) are criteria to define a geomorphological mapping taxonomy in which was characterized two Morphostructural Domains, subdivided in three Geomorphological Regions. The Geomorphological regions are performed by in eight Geomorphological Units whose comprise aggrupments of relief forms named "Modeled Types", having been identified the planing and dissection ones, these characterized by the forms of the top (tabular, convex and aguçated) and intensity of de drainage deepening.

In the tectonic evolution of this region it is known three kinematic events. The first one is characterized by deformation in distensive regimen during the ending of Triassic and beginning of Jurassic periods, with σ_1 - 63/S35W; σ_2 - 10/N85W; σ_3 - 16/N12E. In the second event happened deformation in the distensive regimen during Lower Cretaceous Period with σ_1 - 68/N52W; σ_2 - 17/S12E e σ_3 - 12/N73E. The third event is characterized by transcurrent regimen that started in the Miocene Epoch (Neotectonic). The trends of tensors are: σ_1 - 3/S55E; σ_2 - 85/N38E; σ_3 - 6/S35W.

The main factors for the morphogenesis of the "Mesas de Carolina" are the neotectonic normal faults of N45-50W trend, developed in the transtensive areas resulting of the interaction of the faults from Tianguá-Carolina Transcurrent Belt; the normal faults from Tocantins-Araguaia

Distensive Belt, specially in the west side of the researched area; the structural dissection of the Paleogenic Aplaning Surface across of the transcurrent and distensive faults.

1 - INTRODUÇÃO

Para quem percorre a rodovia Transamazônica no trecho entre as cidades de Carolina e Estreito no Estado do Maranhão, não pode deixar de perceber, seja pela beleza intrínseca, seja pelo evidente contraste morfológico, a existência de uma paisagem caracterizada por agrupamentos de mesas e chapadas modeladas em rochas areníticas, onde despontam escarpas com até 200 m de desnível em relação ao caudal do Tocantins, nível de base local. Paisagem semelhante também se verifica ao longo da rodovia Belém-Brasília, entre as cidades de Estreito e Wanderlândia, já no trecho Tocantinense da rodovia, que serpenteia e, aparentemente, secciona, imponentes mesas e chapadas.

A observação de imagens de satélite e radar de pequena escala (1:250.000 ou menor) fornece uma excelente visualização da distribuição dessas feições que, em verdade, representam os registros de uma morfogênese onde se combinam grandes eventos de aplainamento com a evolução tectônica de dois imponentes lineamentos estruturais orientados nas direções ENE-WSW e N-S.

O entendimento dessa evolução tectônica, a sua influência na morfogênese e as relações com os eventos morfoclimáticos na elaboração do relevo, constituíram os objetivos fundamentais da pesquisa aqui discorrida, que se fundamenta em dois documentos cartográficos, ambos na escala 1:200.000: o Mapa Geológico e o Mapa Geomorfológico anexos ao presente texto.

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área escolhida para o desenvolvimento dos estudos, conforma um retângulo que envolve parte dos municípios de Carolina, Estreito e Porto Franco no Estado do Maranhão, e Babaçulândia, Filadélfia, Nazaré, Angico, Darcinópolis, Mosquito, Wanderlândia, Tocantinópolis e Goiatins, no Estado do Tocantins, dividida praticamente ao meio pelo rio Tocantins, limite natural entre as duas Unidades Federativas. Corresponde, mais precisamente, às Folhas SB.23-Y-A-IV, SB.23-Y-A-V, SB.23-Y-C-I e SB.23-Y-C-II do Corte Cartográfico Internacional para a escala 1:100.000, posicionadas entre as coordenadas geodésicas dos Paralelos 6°30' e 7°30' de Latitude Sul e os Meridianos 47°00' e 48°00' Longitude Oeste de Greenwich perfazendo aproximadamente 12.000 km² (Figuras 1.1 e 1.2).

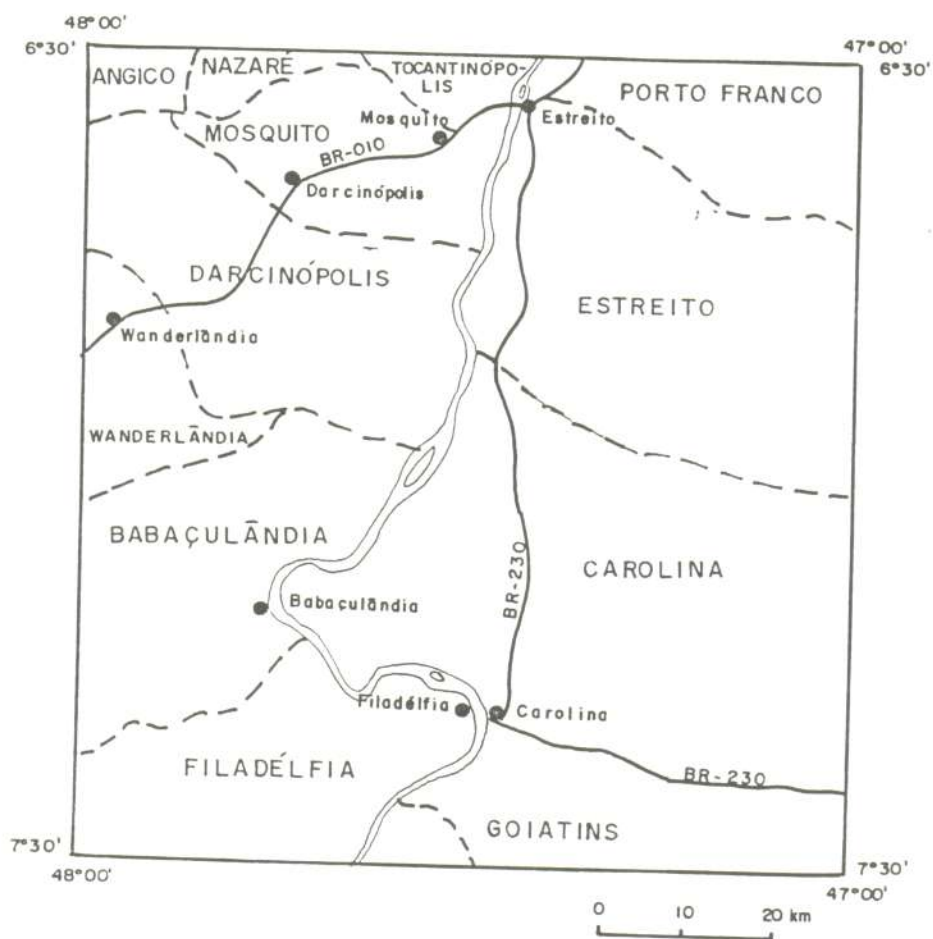
O acesso, a partir de Belém, é realizado pela Rodovia Belém-Brasília (BR-010), totalmente pavimentada, que adentra a área pela região centro-norte, nas proximidades da cidade de Estreito no Estado do Maranhão, localidade onde cruza o rio Tocantins através de uma ponte com cerca de 700 m de extensão. Ao longo da BR.010, encontra-se a vila de Mosquito e as cidades de Darcinópolis e Wanderlândia, sedes de municípios tocaninenses criados recentemente.

No lado maranhense, em Estreito, a rodovia BR.010 recebe pelo lado sul a Rodovia BR-230, conhecida como rodovia Transamazônica, que dá acesso à cidade de Carolina, principal centro urbano na área, após um percurso de cerca de 95 km na direção N-S. De Carolina, a BR-230 segue na direção E-W, rumo à cidade de Riachão, fora da área. Pelo lado tocaninense o traçado da rodovia BR-230 faz-se no rumo noroeste em direção à Tocantinópolis, iniciando-se na

são rodovias pavimentadas, com tráfego permanente. Em Darcinópolis, a rodovia BR-010 recebe pelo norte a rodovia que dá acesso às localidades de Angico e Nazaré, ambas fora da área, e em Wanderlândia cruza com a rodovia TO-380, que a norte segue em direção à Xambioá, e ao sul dá acesso a cidade de Babaçulândia. Desta cidade, na direção SW, parte a rodovia TO-580, que se encontra já fora dos limites da área com a rodovia TO-386 através da qual, para oeste se atinge a BR-010 em Araguaína, fora da área, e para leste cruza a extremidade sul do quadrante sudeste da área, para dar acesso à cidade de Filadélfia posicionada às margens do rio Tocantins do lado oposto cidade de Carolina. A travessia do rio entre Filadélfia e Carolina é feita por serviço de balsa para o transporte de veículos em geral, e de barcos de diversos tamanhos para pedestres. As demais vias de acesso existentes são representadas por estradas vicinais aos grandes eixos rodoviários que permitem alcançar as sedes de fazenda no interior mais remoto. Em grande parte da área estas estradas foram abertas diretamente sobre terrenos arenosos apresentando condições de tráfego extremamente dificultada na época de estiagem, quando foram realizados os trabalhos de campo, apresentando óbices significantes para o acesso ao lado leste da área (Figura 1.3)

1.2. CARACTERÍSTICAS NATURAIS E SÓCIO ECONÔMICAS

Localizada na faixa latitudinal intertropical, o clima da área é quente com estação seca pronunciada, enquadrando-se predominantemente no tipo Termoxeroquimênico de Gaussen (SOMMER et al., 1973). É caracterizado por uma estação seca de 3 a 4 meses, com a temperatura média do mês mais frio ficando em torno de 20° C.



-  Limite Municipal
-  Sede municipal

Figura 1.2 - Divisão Municipal



Figura 1.3 - Aspecto apresentado por grande parte das estradas vicinais, que, construídas sobre terrenos arenosos, apresentam condições de tráfego extremamente difíceis na época de estiagem.

Na estação meteorológica de Carolina registra-se uma precipitação pluviométrica total anual média de 1560 mm, sendo o período mais chuvoso aquele de novembro a abril, quando a média mensal do mês mais chuvoso chega a 279 mm (Março) e o menos chuvoso 168 mm (Abril). O período de maio a setembro caracteriza-se por baixas precipitações com clímax no período junho-julho onde a média mensal fica em torno de 10 mm. Em face da evaporação e da evapotranspiração, o balanço hídrico para a região de Carolina mostra déficit no período que vai

de junho a outubro (total anual de 469mm), e excedentes entre novembro e maio (total anual de 1058.6) (SOMMER et al. op. cit.)

A região, em termos geológicos, ocupa uma pequena fração da porção centro-oeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, e as características litológicas e estruturais de seu sub-solo encontram-se detalhadas em itens específicos do presente texto, sendo dicotomisadas em rochas sedimentares, constituintes de formações paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas e em rochas ígneas básicas (basaltos e diabásios) mesozóicas.

Sobre estas litologias modelaram-se formas de relevo classificadas como mesas e chapadas residuais, as quais caracterizam e identificam a paisagem da região, ou então extensas áreas aplainadas onde se sobressaem coberturas arenosas inconsolidadas, bem como áreas de rochas basálticas pouco a moderadamente dissecadas, sobretudo no extremo norte. Ao longo do rio Tocantins, em alguns pontos onde adquire padrão meandrante, ou ao sul da área devido a interferências tectônicas, ocorrem áreas de planícies aluviais tipificadas por depósitos sedimentares inconsolidados referentes ao Holoceno.

Tais características, a despeito de serem significativamente variáveis, em face das condições climáticas hodiernas ensejaram a ocorrência de uma variedade pouco significativa de classes de solos, porquanto segundo o mapeamento do Projeto RADAM (SOMMER et al., 1973) ocorrem apenas Areias Quartzosas álicas desenvolvidas sobre rochas sedimentares arenosas e unidades da cobertura cenozóica, Gleissolos associados aos depósitos aluvionares atuais, Latossolo Vermelho-Escuro distrófico e eutrófico sobre as rochas ígneas básicas, e Solos Petroplínticos sobre as demais formações.

Estes elementos do meio físico aliados aos fatores de ordem climática propiciaram o desenvolvimento por toda a área pesquisada de uma cobertura vegetal enquadrada na Região Fitoecológica do Cerrado (JAPIASSU et al, 1973) ou, mais precisamente, na Sub-Região Ecológica da Depressão da Bacia do Tocantins, segundo a classificação desses mesmos autores, com base em VELOSO et al. (1973). Seriam ambientes caracterizados pela ocorrência de uma sinúsia rasteira onde predomina o capim barba de bode e outras gramíneas, e uma arbórea mais esparsa ou razoavelmente mais densa, com uma especiação mais complexa, onde prontificam o pequi folha larga ou colher de vaqueiro, paus terra, lixeira ou sambaíba, murici, jatobá, faveiro e barbatimão (JAPIASSU et al. op. cit). Esses autores descrevem ainda a floresta de galeria, cuja largura estaria condicionada a forma do vale que ocupa, normalmente integrada por linhas de buritis (Figura 1.4). As diferentes fisionomias do Cerrado ocorrentes na área, descritas por JAPIASSU et al. (op. cit) foram o Cerradão, o Campo Cerrado e o Cerrado Parque.

A paisagem descrita insere-se quase que totalmente no vale do Médio Tocantins que, penetrando pelo extremo sul, cruza toda a extensão da área no rumo norte, com exceção da grande inflexão que sofre no trecho entre Carolina e Babaçulândia, servindo de limite natural entre os Estados do Maranhão e Tocantins

A disposição desse elemento fisiográfico reflete os condicionamentos decorrentes da estrutura geológica, seja a direção geral N-S, seja a citada inflexão de Carolina, ou o seu padrão essencialmente retilíneo (*straight*), com tributários pouco extensos, resultando numa bacia alongada, cujos divisores com as bacias adjacentes situam-se a não mais que 100 Km medidos a partir de seu talvegue. Estas são representadas a oeste pela bacia do Araguaia, através dos rios ou ribeirões Por Enquanto, Folha Larga, Corda, e Aldeia.



Figura 1.4 - Aspecto da Mata de Galeria formada predominantemente por Buritis, assinalando os canais de drenagem.

A leste os limites da área se encerram ainda na bacia hidrográfica do Tocantins, mas já muito próximo ao divisor com a bacia do Itapecuru e Alpercatas (Figura 1.1), sendo as cidades de Carolina e Estreito no lado maranhense, e Filadélfia e Babaçulândia no tocantinense, os principais centro urbanos ribeirinhos.

O rio Tocantins, um pouco a montante de Carolina, recebe, pela margem esquerda, o seu mais importante tributário nos domínios da área em pauta, representado pelo rio Manuel Alves Grande, limite natural entre o Maranhão e o Tocantins ao sul de Carolina, que por sua vez recebe o rio Itapecuru cuja bacia drena o extremo sudeste da região. Daí para jusante a maior expressão hidrográfica pela margem direita do grande rio está representada pelo rio Farinha cujas nascentes

extrapolam os limites orientais da área; outros tributários por essa margem são os rios Feio, Sant'Ana e Itaueiras, e, pela margem direita, tem-se os rios Arraias, Corrente, Campo Alegre, Curicaca e Mosquito. No trecho entre Carolina e Estreito, os obstáculos mais importantes à navegação, mesmo para barcos de pequeno porte, são travessões formadores de corredeiras nas proximidades da foz do rio Farinha, e entre os rios Feio e Curicaca.

Trata-se de uma área de ocupação bastante antiga e esta se deu a partir do Centro-Oeste através do rio Tocantins com formação de pequenas aglomerações ribeirinhas que viriam a constituir as cidades de Carolina no Estado do Maranhão e Filadélfia e Babaçulândia no Tocantins. A ocupação inicial teria sido induzida pela busca aos diamantes que ocorrem rio abaixo (região a jusante de Marabá no Estado do Pará), formando-se aglomerações ao longo do rio, atualmente sedes municipais, com destaque para Carolina e Porto Franco (fora da área) no Maranhão, e Babaçulândia e Filadélfia no Tocantins.

Até o início da década de sessenta o rio Tocantins se constituía em praticamente no único acesso e via de circulação, embora estradas carroçáveis permitissem alcançar Riachão e outras cidades da região central do Maranhão com ligações com a capital, São Luiz, e com outras cidades do Nordeste do Brasil. Pelo Tocantins era possível para sul alcançar o Centro-Oeste e, para norte, a Amazônia, passando por Belém, capital do Estado do Pará.

A construção dos grandes eixos rodoviários representados pela rodovia Belém-Brasília, no início da década de sessenta, e pela rodovia Transamazônica na década de 70, redirecionou esse processo fazendo surgir principalmente ao longo da primeira, núcleos urbanos recentemente objetos de emancipação político-administrativa, com a criação de novos municípios, sobretudo a partir de 1991, quando se fez a última contagem populacional. Este é o caso de Mosquito,

Darcinópolis, Angico e Nazaré, no Tocantins, e de Estreito no Maranhão. O processo de descentralização administrativa induzido pela criação do Estado do Tocantins, em 1988, propiciando um surto de desenvolvimento em áreas até então esquecidas pelo poder constituído, favoreceu o crescimento de pequenas vilas e povoados situados fora do eixo da rodovia, caso das cidades de Angico e Nazaré, também recentemente convertidas em sedes municipais

A área portanto atualmente é subdividida político-administrativamente em partes de 11 municípios sendo 8 no Estado do Tocantins, e 3 no Estado do Maranhão (Figura 1.2), dos quais apenas Carolina, Filadélfia, Wanderlândia, Estreito, Mosquito e Darcinópolis, possuem as sedes municipais inseridas em seus domínios. Em vista disso e considerando que a contagem populacional realizada pelo IBGE através dos CENSOS Demográficos, é totalizada com base na divisão municipal, torna-se bastante difícil de ser determinada a população total da área e suas particularizações, mesmo porque, durante a última contagem populacional alguns desses municípios ainda não eram caracterizados dessa forma. Não obstante, com base na soma das populações desses municípios estimadas para 1994 e constantes do Sistema de Informações Estatísticas e Geográficas (SIEG) do IBGE, e não se computando no total as populações das sedes municipais situadas fora da área, chega-se a um valor próximo de 50.436 habitantes no Estado do Maranhão e 32.460, no Estado do Tocantins, perfazendo um total de 82.896 habitantes na área investigada. Incluindo-se todas as sedes municipais a contagem sobe para 85.584, para a região maranhense (incluindo Porto Franco e Goiatins), e 78.063 no Tocantins (inclui Nazaré, Angico e Tocantinópolis) com um total de 163.647 habitantes (Tabelas 1.1 e 1.2).

Tabela 1.1 - População da área, total e por Município, no Estado do Tocantins

MUNICÍPIOS	POPULAÇÃO ESTIMADA EM 1994
ANGICO	2.932
BABAÇULÂNDIA	9.120
DARCINÓPOLIS	3.353
FILADÉLFIA	7.395
GOIATINS	15.332
MOSQUITO	2.907
NAZARÉ	6.195
TOCANTINÓPOLIS	21.144
WANDERLÂNDIA	9.685
TOTAL	78.063

FONTE IBGE

Tabela 1.2 - População da área, total e por município, no Estado do Maranhão.

MUNICÍPIOS	POPULAÇÃO ESTIMADA EM 1994
CAROLINA	25.454
ESTREITO	24.982
PORTO FRANCO	35.148
TOTAL	85.584

FONTE IBGE

As atividades econômicas em todos esses municípios se caracterizam pelo comércio e prestação de serviços nas áreas urbanas, sendo as áreas rurais totalmente ocupadas por atividades voltadas à agricultura de subsistência e à criação extensiva de gado, utilizando-se neste último caso das características campestres da sua vegetação natural, sendo esta a principal atividade econômica, e praticada secularmente. A agricultura é praticada principalmente ao longo do rio Tocantins, com cultivo de arroz, milho, feijão, mandioca e cana de açúcar, com algumas iniciativas de interiorização com cultivo de abacaxi nos extensos areais da região. O setor industrial é muito incipiente em todos os municípios, e representado principalmente pela produção de cerâmica (tijolos e telhas) em nível artesanal e que se constitui em fator de degradação ambiental dos rios,

notadamente o Tocantins, havendo ainda em Carolina e Estreito serrarias e usinas de beneficiamento de Cereais.

As belezas naturais, notadamente as barras de areia ("praias") ao longo do Tocantins, as cachoeiras de alguns dos afluentes e as mesas e chapadas que caracterizam o seu relevo, são elementos que favorecem a um significativo fluxo turístico durante as férias escolares de julho, coincidente com o período de estiagem, e que demandam investimentos do poder público e da iniciativa privada no sentido de melhor adequar os núcleos urbanos de infraestrutura, principalmente no que se refere a hotéis. Em Filadélfia e em Carolina existem hotéis com razoável grau de conforto, mas que não possuem capacidade para suportar o fluxo turístico da época. Os núcleos urbanos mais importantes dispõem de unidades básicas de saúde, algumas com capacidade mínima de internação (2,64 leitos por mil habitante em Carolina), agências bancárias e dos Correios e Telégrafos. A menos de 100 Km desses núcleos urbanos, encontra-se Araguaína na rodovia Belém-Brasília, onde se pode encontrar as melhores condições de infra-estrutura da região.

1.3. INSERÇÃO NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de Carolina insere-se em sua totalidade nos domínios da Bacia Sedimentar do Parnaíba, também chamada de Bacia do Maranhão-Piauí, Bacia do Meio Norte ou Bacia do Maranhão. Esta bacia representa uma área deprimida de forma oval em superfície, preenchida por cerca de 3.000 metros de sedimentos e magma básico, e extensa de mais de 600.000 km², abrangendo partes significativas dos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Ceará, Bahia e Tocantins (Figura 1.5) (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984; LIMA, 1995).

Em linhas gerais, as rochas aflorantes compreendem uma extensa área de rochas paleozóicas e, em parte, mesozóicas situadas ao sul e que correspondem a quase 70% da área total da bacia, e uma outra com rochas de idade cretácea situadas ao norte e que ocupam aproximadamente 20% da área total. A separar estas duas áreas encontra-se uma faixa central de rochas dispostas grosseiramente na direção leste-oeste, onde comparecem rochas ígneas e sedimentares compondo um quadro litoestratigráfico de grande complexidade. (Figura 1.5 e Quadro1.1) (PETRI & FÚLFARO, 1983; GÓES, 1995)

As rochas da porção sul foram formadas no período compreendido entre o Siluriano e o Triássico, e representam três grandes ciclos transgressivo-regressivos que constituíram a partir do Siluriano os Grupo Serra Grande (Formações Ipu, Tianguá e Jaicós), Grupo Canindé (Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá, e Formação Poti) e o Grupo Balsas (Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba), com idade que se estende ao início do Mesozóico (Eo-Triássico) (CAPUTO, 1984; BEZERRA et al, 1990; GÓES, 1995)

Na faixa central ocorre a seção coeva ao *break-up* do Supercontinente Gondwana, composta de basaltos intercalados a rochas sedimentares pertencentes à Formação Mosquito, sucedida por seqüências sedimentares mal definidas e posicionadas no intervalo Jurássico-Cretáceo Inferior a Médio, denominadas de Pastos Bons e Corda. A Formação Sardinha, constituída de rochas ígneas básicas de idade cretácea inferior também se inclui neste domínio. Na porção norte ocorrem sedimentos com características fluviais, eólicas e transicionais, que integram as formações Grajaú, Codó e Itapecuru, relacionadas ao fim do Cretáceo, quiçá início do Terciário. (SCHOBENHAUS & CAMPOS, op.cit; BEZERRA et al. op. cit)

GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (1996) admitindo para cada um desses segmentos um carácter evolutivo particular, propõem a compartimentação dessa área sedimentar, em três diferentes bacias. As rochas cretáceas posicionadas no extremo norte pertenceriam a Bacia do Grajaú, em cujo preenchimento reconheceram as formações Codó, Grajaú e Itapecuru. As da faixa central constituiriam a Bacia das Alpercatas enfeixando as formações Pastos Bons, Corda, Mosquito e Sardinha. As da faixa ao sul integrariam a Bacia do Parnaíba preenchida pelos Grupos Serra Grande, Canindé e Balsas. Ao conjunto sedimentar como um todo empregaram a expressão Província Sedimentar do Meio Norte.

A área investigada situa-se nos limites entre as seqüências do Paleozóico-Mesozóico e do Mesozóico dessa área sedimentar, de modo que dela fazem parte rochas da seqüência da faixa sul, ou da Bacia do Parnaíba de GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (op.cit) e rochas da faixa central (Figura 1.6), cuja origem, no entender desses autores, teria vinculação com o *break-up* do Supercontinente Gondwana a partir do Jurássico, com formação nessa região, de sistemas de *rift-valleys*, sítio de magmatismo e sedimentação nas áreas deprimidas, que viriam a constituir a Bacia das Alpercatas.

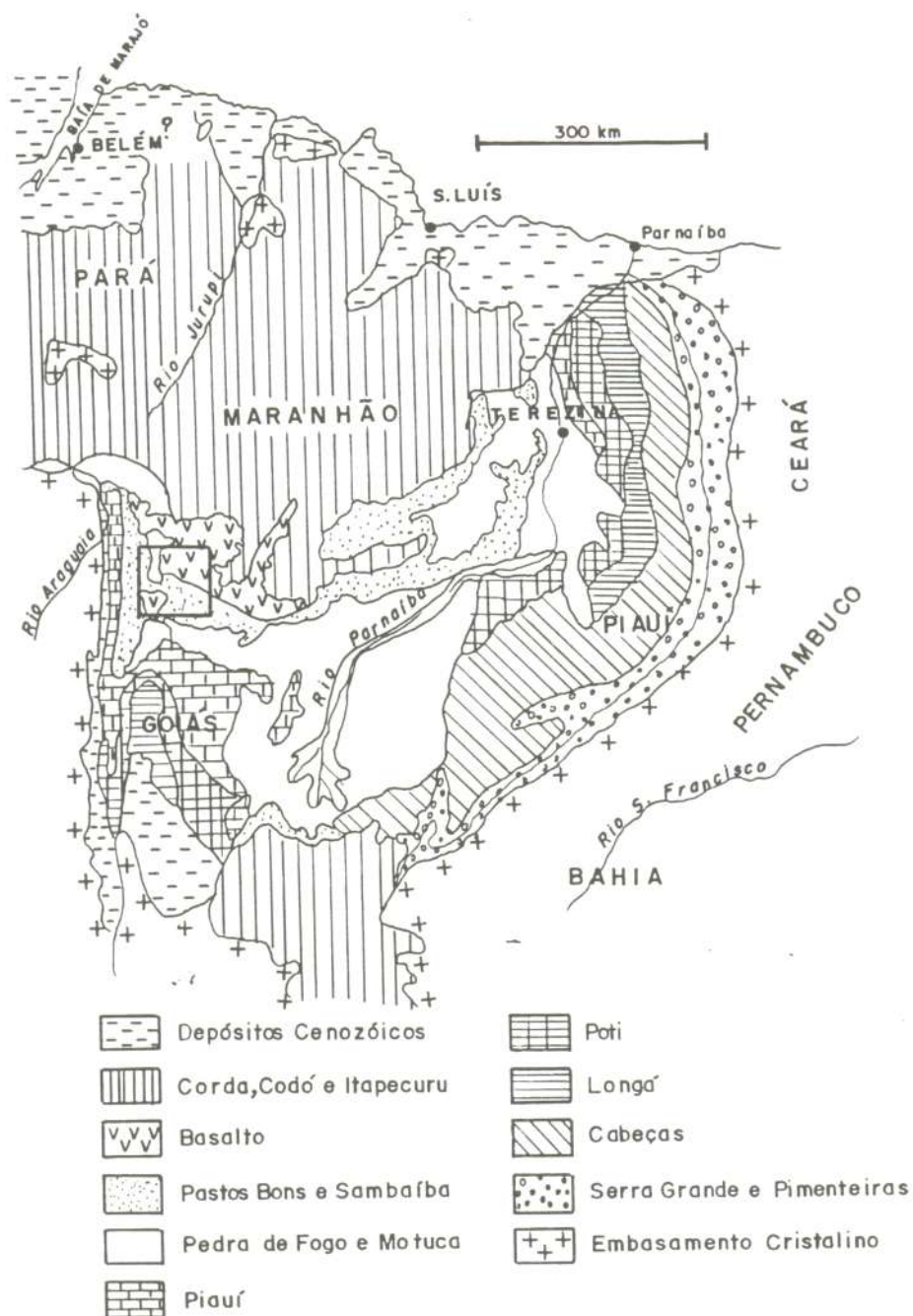


Figura 1.5 - Geologia da Bacia do Parnaíba (modificado de PETRI & FÚLFARO, 1983) e a situação da área pesquisada.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADE LITO- ESTRATIGRÁFICA (GRUPO/Formação)	DESCRIÇÃO	AMBIENTE
CENO- ZOICO	Quaternário Terciário	Holoceno	Aluviões	Argilas, areias, cascalhos.	Continental
		Superior	Pirabas	Calcários, margas, argilitos. Esp. 22 m	Marinho
		Médio	Itapecuru	Arenitos avermelhados, argiloso, níveis de siltito e argilito vermelho. 200 a 600 m.	Continental fluvial, transicional e marinho raso.
M E S O	Cretáceo	Albiano Aptiano	Codó	Folhelhos, calcários, gipsita, arenito fino. 200 a 180 m.	Marinho
			Grajaú	Arenito médio, folhelho e silex	Flúvio-deltaico
				Basaltos e diabásios cinza - escuro.	
		Santoniano	Sardinha	Arenito avermelhado a arroxeado, fino a médio, estratificação cruzada, argiloso, níveis de siltito e folhelho. Níveis de silex e conglomerado basal. 21 a 83 m.	Fluvial lacustre com faixa eólica
			Corda	Seção inferior com conglomerados e arenitos argilosos, com intercalações de calcários, e bancos de argilitos. Na seção superior, arenito róseo a avermelhado fino a siltito, folhelhos e siltitos. Basaltos com intercalação lenticular local (membro Macapá) de arenito esbraquiçado com estratificação cruzada, níveis de siltito róseo e lâminas de silex. Na base, localmente ocorre intercalação de basaltos Sambaíba nos basaltos. 4 a 175 m.	Lacustre com contribuição fluvial em clima semi-árido
Z. Ó. I. C. O	Jurássico	Superior	Pastos Bons		
		Médio	Mosquito		
		Inferior			
		Superior			
P A L E O Z. Ó. I	Triássico	Superior	Sambaíba	Arenito róseo a esbraquiçado, fino a médio, estratificação cruzada planar de grande porte. 200 m	Continental fluvial e eólico
		Médio			
		Inferior	Motuca	Arenito avermelhado fino a médio, argiloso com intercalações de siltito argiloso e folhelho vermelho 100 a 160 m.	Marinho lagunar e continental fluvial com contribuição eólica
	Permiano	Superior	Pedra de Fogo Piauí	Arenito róseo fino a médio, argiloso, siltito e folhelho vermelho a violáceo, níveis de calcário e silex com faixas clásticas ou nodulares. 50 a 170 m	Continental marinho e lagunar.
		Médio		Arenito róseo a esbraquiçado, médio, estratificação cruzada planar de grande porte, estrutura de escavação e preenchimento. Siltitos argilosos e folhelhos vermelhos. Nível delgado de silex. 80 a 300 m	Fluvial com breves invasões marinhas; faixa eólica na base
		Inferior			
	Carbonífero	Superior			
		Médio	Poti	Arenito róseo a esbraquiçado, fino a médio, com intercalações de siltito e folhelho cinza arroxeado avermelhado. Conglomerados intraformacionais. 60 a 200 m.	Continental fluvial, planície de inundação, marinha litorânea.
C O	Devoniano		C A N I N D É		
		Inferior	Longá	Folhelhos e siltitos cinza-escuros a arroxeados, micáceos, estratificação plano-paralela ondulada, bioturbação. Arenitos finos homogêneos. 60 a 120 m.	Marinho infranérítico a litorâneo, planície de maré,
		Superior	Cabeças	Arenito esbraquiçado, fino a médio, estratificação cruzada, folhelho e siltito cinza. 100 a 300 m.	Marinho litorâneo e deltaico
			Pimenteirais	Alternância de arenitos cremes e esverdeados finos, siltitos e folhelhos cinzas a arroxeados com estratificação plano-paralela ondulada. Níveis de oólitos ferruginosos ou carbonáticos. 80 a 200 m.	Marinho, infranérítico a litorâneo, planície de maré.
		Médio			
	Devoniano	Inferior	SERRA GRANDE	Arenitos cremes e esbraquiçados, de fino a grosso, micáceos, caulínicos. Intercalam-se níveis de siltito, folhelho róseo e cinza. Camadas de conglomerados com seixos de vários diâmetros, notadamente na parte basal. 5 a 900 m.	Marinho nerítico a infranérítico e continental
			Ipu Tiangá Jaicós	Arenitos róseos a violáceos, ardósias e calcários. Granito, xistos e gnaisses.	

Quadro 1.1 - Unidades estratigráficas da bacia do Parnaíba (modificado de PETRI & FÚLFARO, 1983)

1.4. OS FUNDAMENTOS E OBJETIVOS DA PESQUISA

Em toda a região Norte do Brasil, e particularmente na clássica Bacia Sedimentar do Parnaíba, ocorrem formas de relevo representantes de amplas superfícies de aplainamento ou níveis de erosão com distribuição regional, constituindo expressivos chapadões bem exemplificados pela serra das Alpercatas, dos Penitentes, Grande, Uruçuí, Tiracambu entre outras (Figura 1.7).

Na altura do paralelo da cidade de Carolina no Estado do Maranhão, uma dessas superfícies está representada pelos agrupamentos de mesas e chapadas residuais já mencionadas, cuja disposição encontra-se nitidamente controlada por um extenso lineamento de direção ENE-WSW, que também exerce forte controle sobre o traçado do rio Tocantins em todo o trecho que vai do sul de Carolina até o norte de Babaçulândia, o qual foi denominado por LIMA (1992) de Lineamento Tianguá-Carolina, e que é coincidente com a faixa de rochas mesozóicas da porção central da bacia, ou da bacia das Alpercatas de GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (1996) (Figura 1.6)

Essa região igualmente, corresponderia no Paleozóico a borda sul do Arco Xambioá-Terezina (Figura 1.8) cuja reativação no Cenozóico explicaria, para alguns autores, a grande curvatura apresentada pelos rios Tocantins e Araguaia a partir das proximidades de Carolina (AGUIAR, 1969, ANDRADE, 1983, HASUI et al., 1991; LIMA, 1992). A sua borda norte estaria bem caracterizada no denominado “bico do Papagaio”, onde os citados caudais apresentam uma notável inflexão para Oeste.

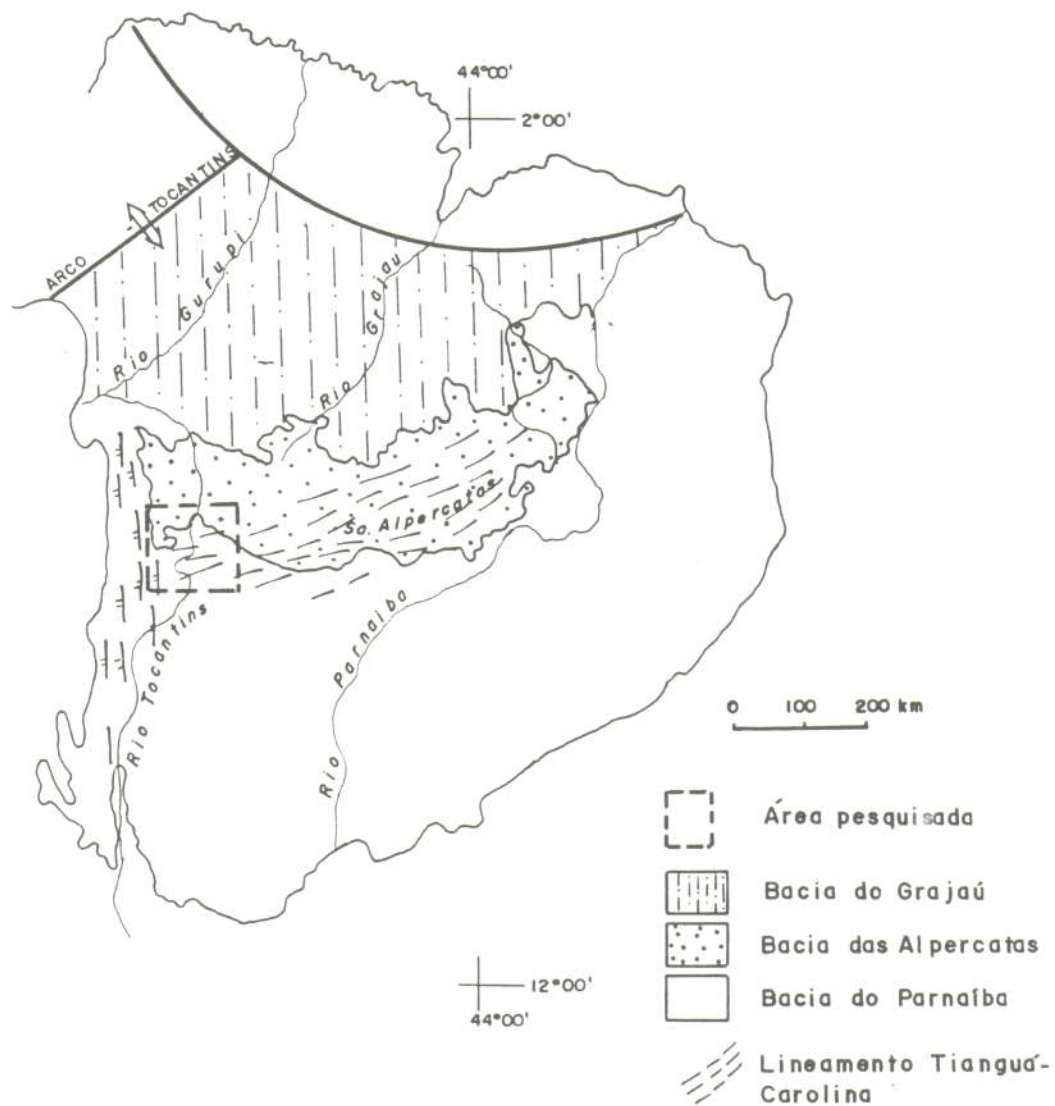


Figura 1.6 - Situação da região de Carolina em relação às bacias da "Província Sedimentar do Meio-Norte" (GÓES, 1995) e ao Lineamento Tianguá-Carolina (LIMA, 1992)

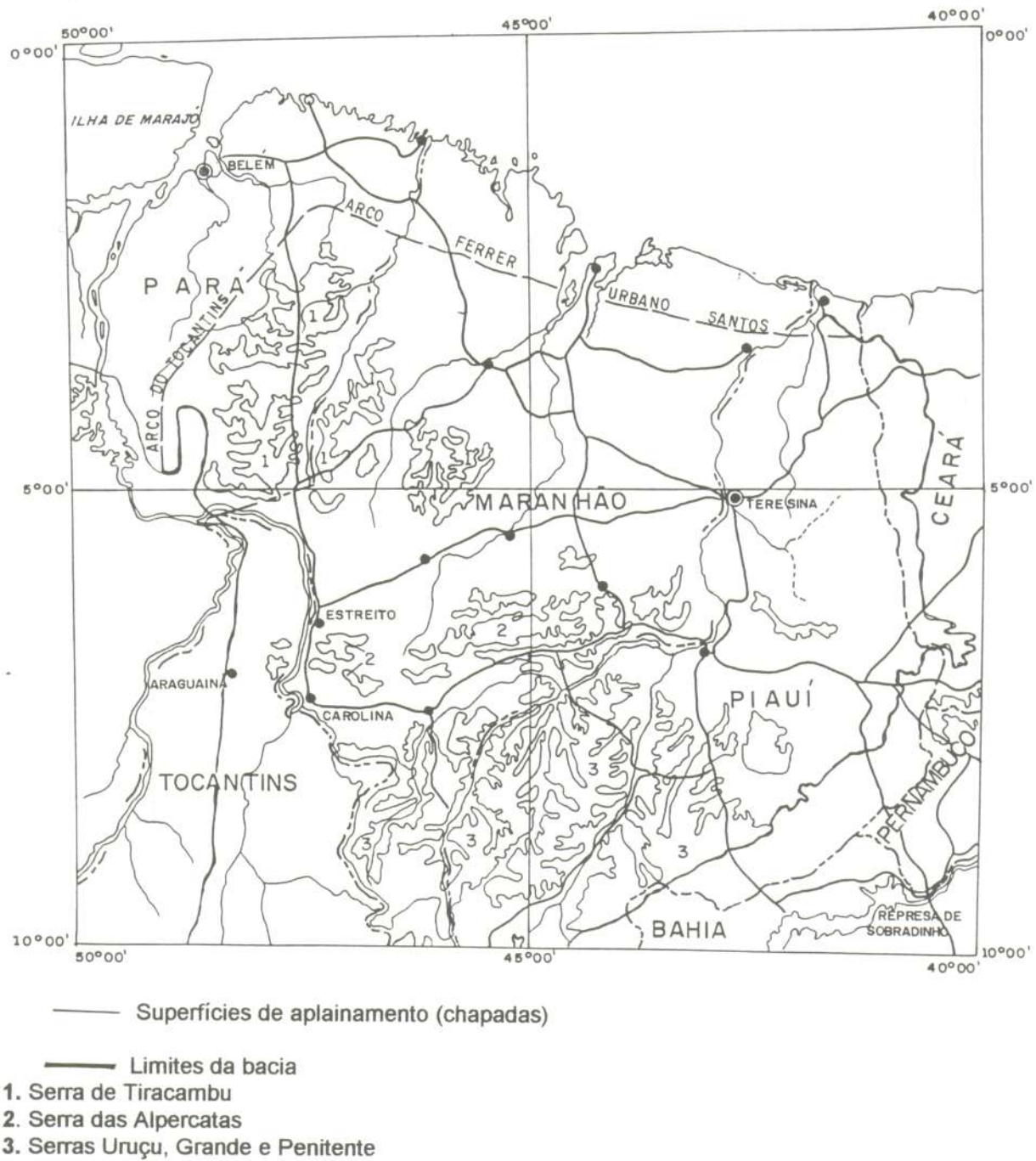


Figura 1.7 - Bacia do Parnaíba com a distribuição das superfícies de aplainamento que constituem os topos dos chapadões (Adaptado de IBGE, 1994a).

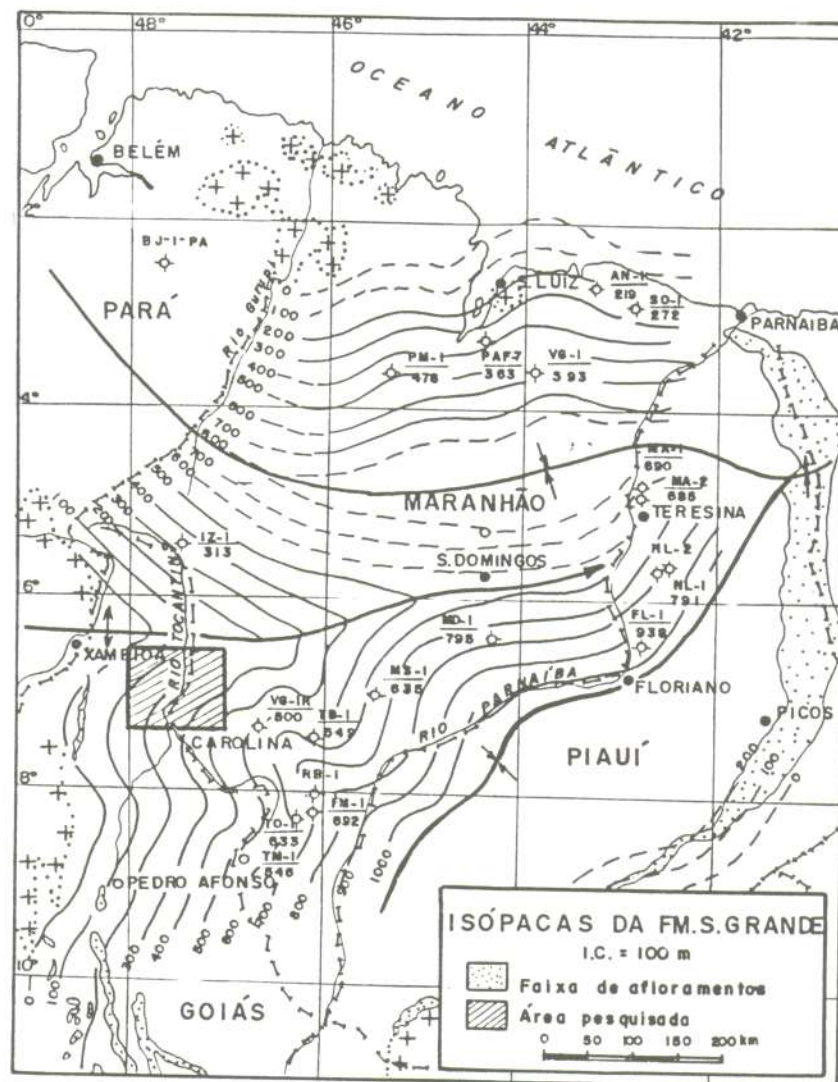


Figura 1.8 - Isópacas da "Formação" Serra Grande, mostrando o Arco Xambioá-Terezina (AGUIAR, 1971).

A presença desse lineamento ressurgente, já fora enfatizada por HASUI et al. (1991), e a sua extensão para NE mantém também evidente controle sobre a serra das Alpercatas, Itapecuru e Croeira - posicionadas a até 200 Km de distância - (Figuras 1.6 e 1.7), compondo assim, um conjunto de feições morfoestruturais alinhadas que denotam uma disposição discordante em relação a feições morfológicas aparentemente de mesma idade, observadas a norte e a sul do

lineamento (e.g. serras e chapadas de Paragominas-Açailândia-Santa Inês, a norte, e serras dos Penitentes, Grande e Uruçuí, entre outras, ao sul).

Tal contexto morfoestrutural constitui indicativo da ocorrência de movimentações ao longo do Lineamento após o Terciário Inferior, tendo em vista a idade pós-cretácica admitida para os aplainamentos (BARBOSA et al. 1973 a e b; DEL'ARCO & MAMEDE, 1985; BEZERRA et al. 1990).

Em vista do exposto, existem elementos para admitir, como uma hipótese de trabalho, a ocorrência de movimentação neotectônica no Lineamento Tianguá-Carolina, que, entre outras consequências, responde pelo meandramento do rio Tocantins, pela disposição alinhada do agrupamento de mesas ocorrentes na região de Carolina e dos seus correspondentes morfológicos dispostos ao longo do lineamento, e pelo desenvolvimento ou reativação das estruturas que condicionam a evolução atual da paisagem da região.

A sua evolução paleotectônica, por outro lado, mantém fortes vinculações com a história geológica das seqüências Gondwâniacas e pós-Gondwânicas, tendo em vista a coincidência do lineamento com a distribuição espacial das seqüências que conformam a porção central da Bacia do Parnaíba, ou a Bacia das Alpercatas de GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (1996).

A presente pesquisa portanto, teve como objetivo o esclarecimento das características geométrica e cinemática das estruturas desenvolvidas na região de Carolina, e, particularmente, da sua evolução paleo e neotectônica como base para o entendimento da morfogênese, procurando, paralelamente, contribuir para o esclarecimento do contexto tectono-estrutural das unidades litoestratigráficas ali ocorrentes.

2. METODOLOGIA

2.1. INTRODUÇÃO

O texto aqui apresentado se fundamenta essencialmente nos dois documentos cartográficos que o acompanham: o Mapa Geológico e o Mapa Geomorfológico na escala 1:200.000. Ambos procuram mostrar as informações factuais coligidas durante a pesquisa e que lastreiam as de cunho descritivo ou interpretativo apresentadas no texto

Para o primeiro seguiu-se o método de mapeamento de superfície comumente utilizado para esse fim, que, em geral, resulta num documento que apresenta a distribuição das unidades litoestratigráficas (Formações, Grupos, Supergrupos, Complexos) ou agrupamentos litológicos, seu posicionamento absoluto e/ou relativo, as estruturas e recursos minerais comumente presentes, e várias outras observações em legenda que buscam fornecer as características gerais dos elementos e fatos geológicos observados. As unidades litoestratigráficas são identificadas por letras símbolo, onde as Maiúsculas representam o Período Geológico de sua formação de acordo com o Manual Técnico do DNPM, e as minúsculas simbolizam a unidade propriamente dita, normalmente por suas iniciais, tendo sido utilizadas as convenções constantes do Quadro 2.1. A guisa de exemplo tem-se que a Formação Pedra de Fogo de idade Permiana e representada pela iniciais **pf**, deverá ser identificada no mapa pelo sigla **Ppf**.

Em face da natureza e objetivos da pesquisa, foi dada ênfase a representação das estruturas geológicas a qual, igualmente, segue as normas estabelecidas pelo Manual Técnico do

DNPM. Na representação adotada, embora dispense o uso de cores, elas foram utilizadas para realçar a distribuição de cada unidade litoestratigráfica.

PERÍODO GEOLÓGICO	UNIDADE GEOLÓGICA
P - Permiano	pf- Formação Pedra de Fogo
TR - Triássico	mo- Formação Motuca
J - Jurássico	s - Formação Sambaíba
K - Cretáceo	m - Formação Mosquito
TP - Terciário-Paleogeno	W-Intrusivas Básicas
QP - Quaternário-Pleistoceno	c- Coberturas Paleogênicas
H - Holoceno	f - Unidade Rio farinha
	c- Coberturas Pleistocênicas
	a -Aluviões

Quadro 2.1 - Convenções utilizadas para a identificação de unidades litoestratigráficas no Mapa Geológico (Anexo A)

No que se refere à Geomorfologia o autor se permite afirmar que ainda não existe uma forma de representação dos fatos geomorfológicos que seja aceito como um padrão pela comunidade geocientífica. Existem iniciativas importantes como as do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo divulgadas por PONÇANO et al. (1981), que, no entanto, diferem em muitos aspectos daquele que foi o maior programa de mapeamento geomorfológico já realizado em território brasileiro, quiçá mundial, apresentados na série Levantamentos de Recursos Naturais do Projeto RADAMBRASIL. Neste, os relatórios pertinentes mostram uma contínua evolução da metodologia que, nos últimos volumes (e.g. JUSTUS et al., 1986, MENDES et al., 1987), à semelhança dos mapeamentos geológicos tradicionais, atingem um estágio de ordenação dos fatos geomorfológicos mapeados em uma taxonomia que os

hierarquizam. As unidades de mapeamento são ordenadas em Domínios Morfoestruturais, que se subdividem em Regiões Geomorfológicas e estas em Unidades Geomorfológicas, que por sua vez abrangem os variados Tipos de Modelados (para detalhamento ver NUNES et al., 1995). No entanto, a observação dos mapas produzidos neste contexto pela equipe do RADAMBRASIL/IBGE mostram uma certa dificuldade de representação dos dados geológicos, ainda que, em muitos casos, sejam fundamentais para a gênese do relevo, como, por exemplo, a informação litoestrutural, enfocada sempre com muita propriedade, convém ressaltar, a nível de texto. A representação das informações de geologia, no entanto, constam de um outro mapa, anexo aos relatórios, o que, certamente, compensa sua omissão no documento geomorfológico. Na presente pesquisa, a elaboração do mapa geomorfológico conquanto tenha ordenado os fatos geomorfológicos segundo a hierarquia adotada nos últimos mapeamentos do Projeto RADAMBRASIL, cuja equipe, a qual o autor se inclui, foi absorvida pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), buscou-se, adicionalmente, suprir esta lacuna, numa tentativa de representar os fatos geomorfológicos, tendo como base o mapa geológico. Nesse contexto, o mapa geomorfológico, além da compartimentação do relevo, traz todas as informações de cunho geológico essenciais para o entendimento do controle litológico e/ou estrutural na elaboração do relevo. A unidade básica de mapeamento é a Unidade Geomorfológica, que se agrupam em Regiões Geomorfológicas e estas em Domínios Morfoestruturais. A sua identificação é efetivada através de um numeral, variável de 1 até 8, número de unidades geomorfológicas mapeadas na área. As demais características das unidades são feitas por agrupamentos de letras símbolo e índices, onde as letras maiúsculas P, D e A representam as áreas Planas, Dissecadas e de Acumulação, respectivamente, não diferindo, nesse caso, da forma de identificação efetuada pela

equipe de Geomorfologia do RADAMBRASIL/IBGE (NUNES et al. 1995). A Unidade Litoestratigráfica envolvida é identificada por suas iniciais, relacionadas anteriormente, sendo as mesmas do mapa geológico. As áreas dissecadas, do mesmo modo, apresentam um índice numérico que identifica o fácies de dissecção medido pela intensidade do aprofundamento da drenagem em fraco (0 a 25 m); médio (25 a 40 m) e forte (40 a 65m), seguindo-se o roteiro estabelecido em NUNES et al. (op.cit). Um outro índice deveria ser utilizado para identificar a densidade da drenagem, procedimento não adotado porquanto da variação pouco significativa observada para o padrão de drenagem, que na escala 1:100.000, praticamente não apresenta diferenças na densidade. A forma de topo do modelado também foi caracterizada em tabular, convexa e aguçada, adotando-se igualmente a identificação adotada pela citada equipe; a representação desta informação é feita através de ornamentos que procuram grosseiramente reproduzir a geometria da forma. Para a elaboração destes documentos, bem como o texto que os descrevem adotou-se uma linha metodológica que se desenvolve em etapas interrelacionadas, as quais serão detalhadas nas linhas seguintes.

2.2. REUNIÃO E PREPARO DO MATERIAL BÁSICO

Como uma primeira etapa da pesquisa tornou-se necessária a obtenção do material básico que subsidiam os trabalhos de identificação e coleta das informações geológicas e geomorfológicas. Para tanto procurou-se utilizar o que há de mais moderno em termos de instrumental de auxílio ao levantamento e pesquisa de recursos ambientais, que são os sensores remotos, tanto os orbitais quanto os aerotransportados. Entre estes foram utilizados:

- Imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite americano LANDSAT-5, correspondente ao WRS (LANDSAT *Worldwide Reference System*) 222/65, em formato digital, que recobre a totalidade da área investigada. A imagem utilizada refere-se a um *back-up* gravado em fita streamer com fator de amostragem 1, do quadrante X, passagem de 10/07/92, para as bandas 3, 4 e 5, pertencente ao acervo do Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA) da Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM);
- Mesma imagem nas bandas 4 e 5, em formato analógico, escala 1:250.000, pertencente ao CHSRA/SUDAM;
- Imagens de Radar de Visada Lateral (SLAR), banda X, escala 1:250.000, em formato analógico, obtida em janeiro de 1972, para o Projeto RADAM, pertencente ao acervo do IBGE.

O preparo da base cartográfica, entendido como passo fundamental da pesquisa porquanto é sobre ela que são lançadas as informações temáticas, é feito nesta etapa ainda que em caráter preliminar, tendo em vista a desatualização dos documentos cartográficos existentes. A área pesquisada é totalmente coberta pelo Mapeamento Topográfico (planialtimétrico) do IBGE na escala 1:100.000 e 1:250.000, editado em 1979.

O material básico mais importante em termos de utilização para a pesquisa, no entanto, constituiu-se pelas imagens de satélite em formato digital as quais foram processadas no laboratório do CHSRA/SUDAM, através do *Software* SITIM-340, desenvolvido pelo Consórcio

INPE/ENGESPAÇO, objetivando-se, primordialmente, a obtenção de novas imagens com o adequado realce das feições lito e morfoestruturais a serem investigadas, na escala 1:100.000, utilizada como escala de trabalho. Nesse contexto, as imagens de radar e orbitais em formato analógico na escala 1:250.000, foram utilizadas como informações complementares aos dados auferidos das imagens obtidas por processamento digital, para o qual utilizaram-se os seguintes equipamentos:

- computador do tipo PC-486, com 8 Mb de memória RAM, disco rígido com 400 Mb no modo double space; duas unidades de disco flexível de 5 1/4" e 3 1/2";
- monitor SVGA colorido de 20", resolução de 1024x768 , dot pitch 0.28 e configuração de cena para 31X23,3 cm;
- placa SITIM-340 de quatro planos;
- unidade de leitura de fitas streamer;
- equipamento *Digital Pallete* da POLAROID para fotografias de imagens.

Como técnicas de processamento digital, efetuaram-se a Correção Geométrica e o Realce das Imagens, obtendo-se, sempre, composições coloridas pela combinação da banda 5 ao vermelho (R), a banda 4 ao verde (G) e a banda 3 ao azul (B).

A correção geométrica torna-se necessária tendo em vista que, de acordo com CRÓSTA (1993), imagens geradas por sensores remotos são sujeitas a uma série de distorções espaciais, não possuindo precisão cartográfica quanto ao posicionamento dos objetos nelas representados. Para se conseguir essa precisão cartográfica, é necessário que as imagens digitais sejam corrigidas segundo algum sistema de coordenadas. O SITIM-340 dispõe do algoritmo Registro de Imagens, o qual permite a transformação de uma imagem de modo que ela assuma as propriedades de escala

e de projeção de um mapa, (chamado de registro Imagem-Mapa) bem como combinar duas imagens diferentes de uma mesma área, de modo a torná-las perfeitamente coincidentes no espaço (Registro Imagem-Imagem). Uma imagem registrada na escala 1:100.000, ao ser carregada no monitor de vídeo através do SITIM-340, é composta por uma matriz com 508 colunas e 380 linhas, gerando cenas com dimensões de 31 x 23,3 cm, resultando na necessidade de divisão da área em 20 módulos (ou cenas) com estas dimensões, de modo a cobrir a área com imagens na escala 1:100.000.. (Figura 2.1)

As técnicas de realce de imagens denominadas Filtragem Espacial, Ampliação de Contraste e Manipulação de Contraste, foram empregadas em cada um dos 20 módulos com vistas a melhorar sua qualidade visual pelo aumento da distinção entre os elementos da cena, enfatizando-se, nesse contexto, o realce das feições estruturais presentes.

As técnicas de filtragem espacial são utilizadas no processamento digital de imagens de sensoriamento remoto para realçar bordas, feições lineares de determinadas direções e padrões de textura. Na ampliação de contraste, a técnica consiste na modificação do histograma da frequência dos valores de brilho (nível de cinza) de cada uma das imagens, onde os níveis de cinza que na imagem original ocupam normalmente uma pequena faixa de valores, passam a ocupar os 256 níveis possíveis, pelo aumento do contraste entre cada conjunto ou frequência de valores de brilho. As imagens resultantes, após visualizadas em composições coloridas, passam por um processo de Manipulação de Contraste, pela modificação nas intensidades de tonalidade e brilho das cores vermelho, verde e azul, até se conseguir a imagem ideal.

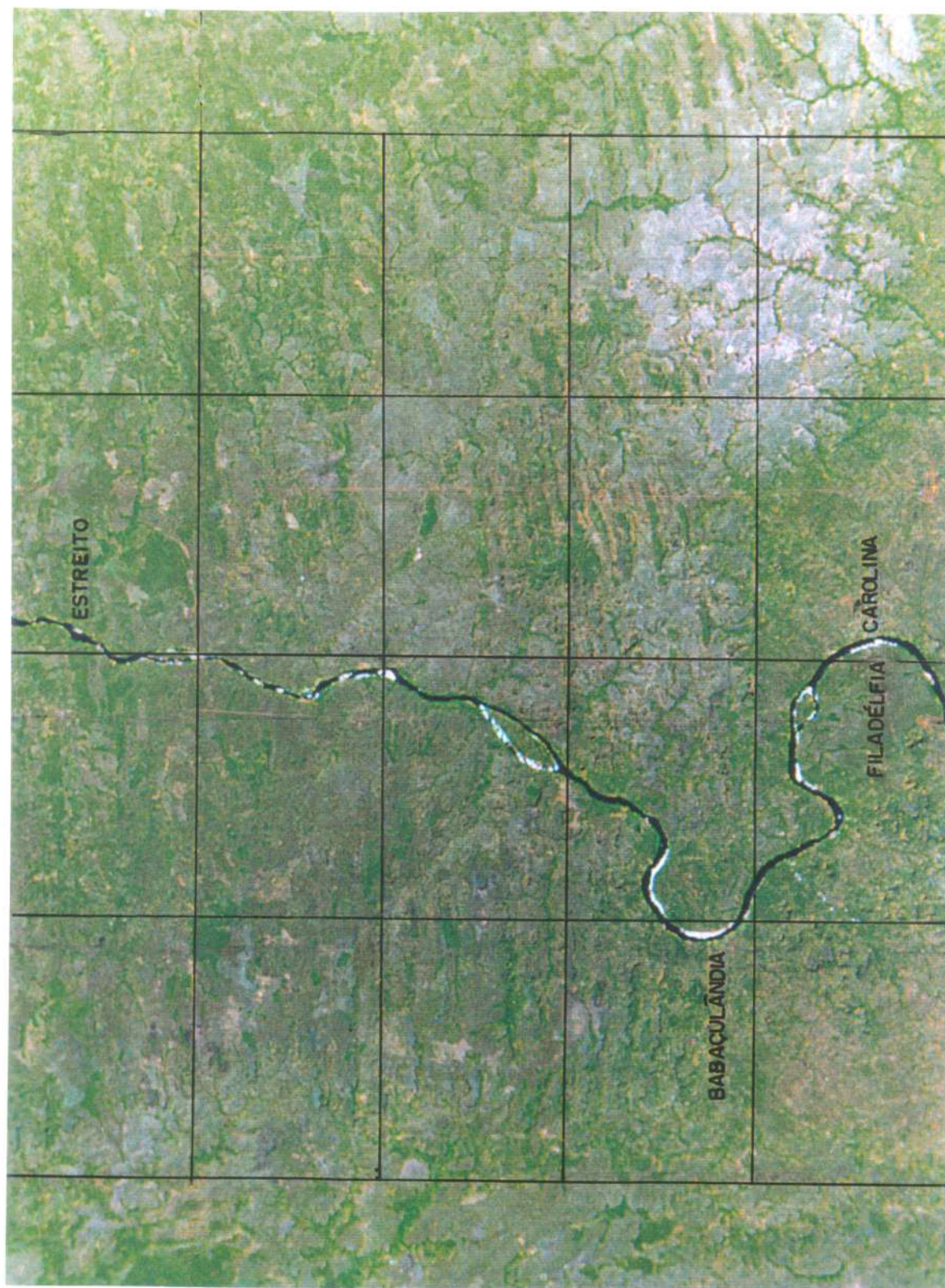


Figura 2.1 - Divisão da área em módulos de imagem de satélite

Após a aplicação das técnicas de realce, as imagens de cada módulo foram gravadas, e os arquivos obtidos no formato SITIM (extensão I), convertidos para o TAGGED IMAGE FORMAT (TIF), possibilitando a sua impressão em filmes de 35 mm, com utilização do equipamento Digital Pallette da POLLAROID, acoplado ao microcomputador via porta serial, também instalado no laboratório do CHSRA/SUDAM. As fotos obtidas foram ampliadas para 31X23,3 cm (largura X altura correspondentes às de configuração do monitor de vídeo), obtendo-se assim fotos de cada módulo na escala 1:100.000, sobre as quais viriam a ser processadas as interpretações geológicas e geomorfológicas.

2.3. ESTUDOS PRELIMINARES

Os estudos preliminares compreenderam a sistematização das informações geológico-geomorfológicas e cartográficas auferidas através de levantamentos bibliográficos, as quais foram utilizadas como subsídios a interpretação preliminar dos sensores remotos disponíveis.

De posse das imagens e das informações oriundas de pesquisas preexistentes, procurou-se enfatizar durante a interpretação preliminar, os aspectos referentes à tectônica (ou neotectônica), à geologia estrutural e à geomorfologia, sem, no entanto, deixar de considerar a distribuição das unidades litoestratigráficas já cartografadas para a área.

A ênfase dada a tectônica e aos aspectos estruturais, conduziu à obtenção de um traçado detalhado da rede de drenagem, bem como da orientação preferencial das formas de relevo reunindo-se elementos para esboçar a distribuição de possíveis planos de falhas ou juntas. As descontinuidades caracterizadas como falhas foram traçadas onde era possível a definição da

movimentação relativa, através dos marcadores disponíveis, principalmente deslocamento no alinhamento de serras ao longo de feições lineares, ou da observação de figuras geométricas típicas de zonas de cisalhamento, tais como romboedros, duplexes e sigmóides. As feições eram traçadas diretamente nas fotografias das imagens de satélite, e depois transportadas e ajustadas (restituídas) no acetato contendo os principais elementos cartográficos, compiladas das cartas topográficas do IBGE. Ressalte-se o perfeito ajuste obtido entre as fotografias das imagens e a base cartográfica graças à correção geométrica aplicada através do processamento digital.

O produto dessas análises foi um mapa geológico preliminar, constando de quatro cartas de serviço na escala 1:100.000, com a delimitação dos domínios estruturais e litológicos, estes identificados através dos padrões de imagem (textura, ton, cor, morfologia) e na bibliografia.

Paralelamente, com vistas à análise geomorfológica, procurou-se definir as formações superficiais e os principais tipos de modelados, classificados em acumulação, aplainamento ou dissecação. Os modelados de dissecação, por sua vez são subdivididos em homogêneos e diferenciais, estes caracterizados nas áreas onde a drenagem e as formas de relevo são marcadas por um controle estrutural, e classificados de acordo com as feições de topo e encostas. A representação obtida foi agrupada em função de cada evento de aplainamento e seus níveis de dissecação definidos através da bibliografia, ou dos desnivelamentos altimétricos observados através dos sensores, definindo-se dessa forma as Regiões Geomorfológicas. Isto teve como resultado um outro mapa de serviço, onde os diferentes tipos de modelados apresentam-se compartimentados temporal e espacialmente, em função dos episódios erosivo-deposicionais ou intempéricos maiores.

Como última fase desses estudos preliminares, fez-se a integração das informações constantes dos mapas de serviço em um único documento na escala de 1:200.000, o qual se constituiu no mapa geomorfológico preliminar para a área, contendo, em tese, os elementos determinantes da sua morfogênese. As informações foram compiladas em base cartográfica na escala 1:200.000, confeccionada a partir da seleção dos elementos de planimetria e drenagem das cartas topográficas do IBGE na escala 1:100.000.

2.4. VIAGENS DE CAMPO

Com base nos estudos preliminares, foram programados os perfis de campo no sentido de se dirimir as dúvidas levantadas durante a etapa de estudos preliminares, e esclarecer os pontos obscuros. Os perfis realizaram-se através de viaturas apropriadas (equipadas com tração nas quatro rodas) tendo-se percorrido tanto as rodovias estaduais e federais existentes, como também vicinais com alguma dificuldade de tráfego (Figura 2.2). Um dos perfis geológicos foi realizado com a utilização de embarcações de pequeno porte (voadeira) ao longo do rio Tocantins, e seccionou transversalmente as principais estruturas investigadas. Ao longo dos perfis analisaram-se os afloramentos de rocha, dos quais procurou-se extrair a descrição e minuciosa qualificação e quantificação das características litoestruturais e morfológicas, e bem assim a definição dos seguintes pontos principais:

- a distribuição e características das unidades litológicas e litoestratigráficas através do reconhecimento das suas características diagnósticas, ou da sucessão estratigráfica.

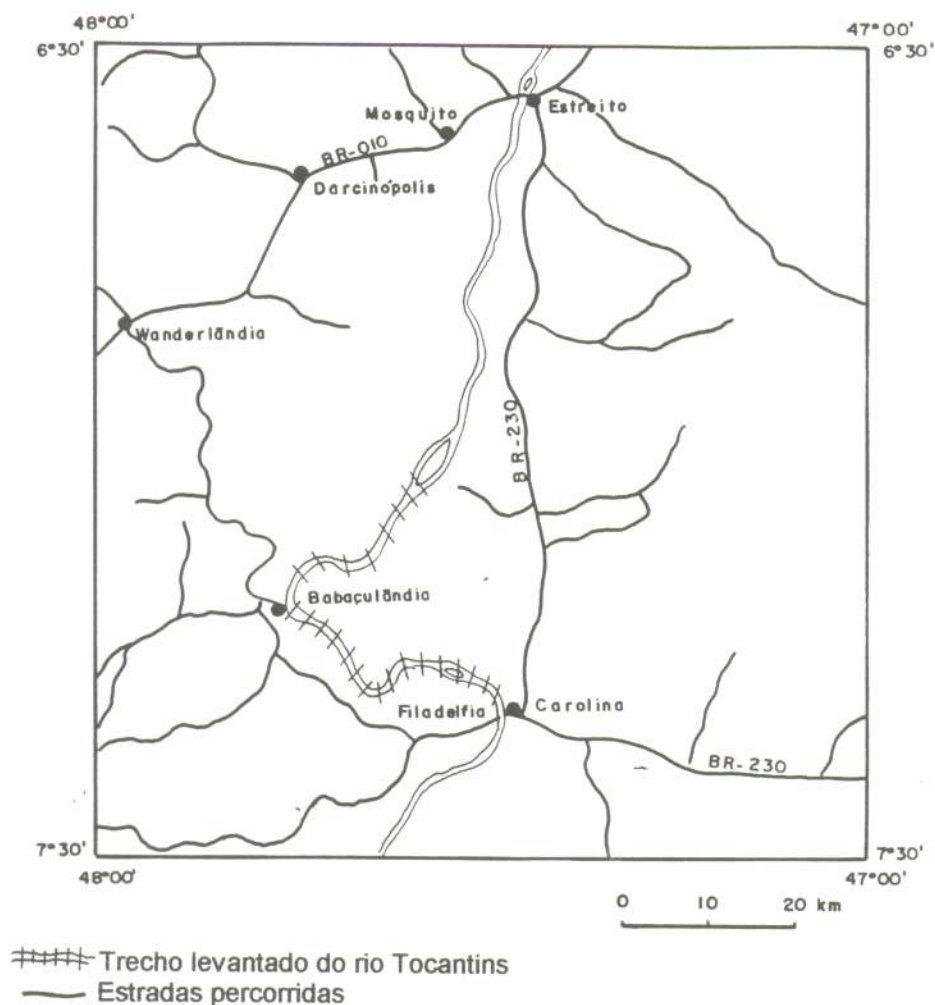


Figura 2.2 - Localização dos caminhamentos geológicos efetuados

- o quadro estrutural geométrico-cinemático, através da identificação das juntas e falhas presentes, e nessas a sua tipologia, a presença de indicadores cinemáticos para a definição do sentido de movimentação dos blocos, bem como o seu caráter paleo ou neotectônico. Os indicadores cinemáticos mais comumente empregados foram as lineações de slickensides ou slickenlines, fibras de crescimento acrescionárias e ressaltos, disposto segundo o plano de falha. Especial atenção foi dada as relações entre essas estruturas e as unidades

litológicas/litoestratigráficas presentes, com vistas a sua caracterização como neotectônica, assim considerada quando envolveu unidades litoestratigráficas pós-cretáceas.

- coleta de dados para análise estrutural com vistas à interpretação da posição dos eixos de tensão geradores das respectivas estruturas. Nos principais afloramentos ou nos afloramentos onde essas estruturas foram bem evidenciadas, mediram-se as atitudes dos planos das juntas e das falhas, bem como a orientação das estrias de *slikensides*, as quais foram plotadas em estereogramas específicos, e analisadas com vistas à definição do tipo de deformação, se coaxial ou não-coaxial, a orientação dos eixos de tensão ou das direções mais freqüentes.
- definição das superfícies de aplainamento, seus desnivelamentos e níveis de dissecação, através de perfis altimétricos, utilizando-se as cartas topográficas existentes na escala 1:100.000.
- a distribuição das formações superficiais e seu relacionamento com os aplainamentos, com vistas à definição dos respectivos depósitos correlativos.
- a morfodinâmica atual.

Foram realizadas 2 viagens de campo de levantamento de dados com duração média de 15 dias cada, perfazendo 30 dias de campo, e uma viagem de reavaliação, onde participaram o Orientador Prof. Dr. João Batista Sena Costa, os Profs. Drs. Yociteru Hasui e Maurício da Silva Borges, a Prof. Ms. Ruthléa Bermeguy, e o Geólogo Mestrando Carlos Alberto Paranhos Ferreira Júnior. Nas viagens de campo de levantamento de dados o autor contou com a valiosa colaboração de Elcione de Paulo Souza Silva e João Almiro Corrêa Soares, alunos graduandos do Curso de Geologia da UFPa. Ao todo foram minuciosamente descritos 191 afloramentos com coleta de 45 amostras de rocha, além de dezenas de observações pontuais para o controle da continuidade de feições estruturais, morfológicas ou litoestratigráficas.

2.5. ANÁLISE E REINTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Após cada viagem de campo, as informações coligidas foram processadas no escritório e lançadas nas cartas de serviço, como base para a reinterpretação dos dados. Ao término dessa fase, reuniu-se elementos para a definição da correta distribuição das unidades litológicas/litoestratigráficas, e os aspectos geométricos e cinemáticos das feições lineares e planares que, identificados na interpretação preliminar, foram confirmados no campo como estruturais. Foram acrescentadas também todas as informações litoestruturais, e definidos os níveis de aplainamentos correspondentes aos diversos tipos de modelados.

O tratamento estatístico dos dados de atitude de juntas e de falhas em diagrama Schmidt-Lambert, foi efetuado através dos softwares Stereonet, desenvolvido por Ivar Steinsund da Universidade de Tronso, Noruega, e Trade, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Governo do Estado de São Paulo. No que se refere às falhas, os dados de atitude do plano e suas estrias correspondentes, foram analisadas segundo o método de Arthaud, através do software Trade, definindo-se a posição dos tensores durante o desenvolvimento das respectivas estruturas.

2.6. TEXTO E MAPAS

Seguindo-se o mesmo roteiro metodológico discorrido em 2.3. ESTUDOS PRELIMINARES, as informações foram integradas em um único documento, agora na escala 1:200.000, que se constitui no mapas geomorfológico da área estudada. As Imagens de satélite

georeferenciadas foram exportadas do sistema SITIM para o sistema SGI, possibilitando a obtenção de fotografias das imagens contendo as interpretações visuais, para ilustração do texto.

A última fase da pesquisa compreendeu a discussão dos resultados espacializáveis ou não, através do presente texto, no qual se enfoca os aspectos geológicos e geomorfológicos em termos de:

- compartimentação e caracterização das Unidades Litoestratigráficas;
- compartimentação estrutural e identificação de Domínios Morfoestruturais;
- caracterização de cada domínio estrutural, no que se refere à tipologia das estruturas e aspectos geométricos e cinemáticos;
- superfícies de aplainamento e suas interações com os domínios morfoestruturais com vistas à compartimentação do relevo em Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Tipos de Modelados, e seu relacionamento com as estruturas lineares e planares determinantes dos domínios,
- processos morfogenéticos atuais.
- evolução tectônica do lineamento.
- influência da neotectônica na morfogênese

3. COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA

3.1. INTRODUÇÃO

Como enfatizado no capítulo precedente, a área investigada, por sua localização, abrange frações de seqüências paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, e, destarte, nela há marcas de um importante período de transição observado nas bacias intracratônicas brasileiras, em que, de um registro sedimentar essencialmente marinho no Paleozóico, adquire uma tendência à continentalidade já no final do Permiano (PETRI & FÚLFARO, 1983), recebendo seqüências essencialmente continentais durante grande parte do Mesozóico e Cenozóico.(Figura 3.1 e Quadro 3.1)

O registro sedimentar paleozóico encontra-se na Formação Pedra de Fogo, de idade Permiana e essencialmente marinha regressiva, e em parte na Formação Motuca de idade permotriássica e ambiente continental, mas ainda com alguns registros de incursão marinha, ambos pertencentes ao Grupo Balsas (GÓES, 1995). A partir da sedimentação da Formação Motuca, a continentalidade mesozóica é estabelecida em sua plenitude com a deposição, no Triássico, dos sedimentos eólicos da Formação Sambaíba, unidade que encerra o terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba (PETRI & FÚLFARO, op. cit) e completando o quadro estratigráfico do Grupo Balsas. Um novo ciclo na evolução da bacia inicia-se e com as efusões básicas e algumas intercalações sedimentares da Formação Mosquito de idade Juro-Triássica, culminando no início do Cretáceo com a instalação de vários corpos de rochas Intrusivas Básicas, que juntamente com os basaltos Mosquito, decorrem de esforços extensionais relacionados à Reativação Sul-Atlantiana de SCHOBENHAUS & CAMPOS (1984).

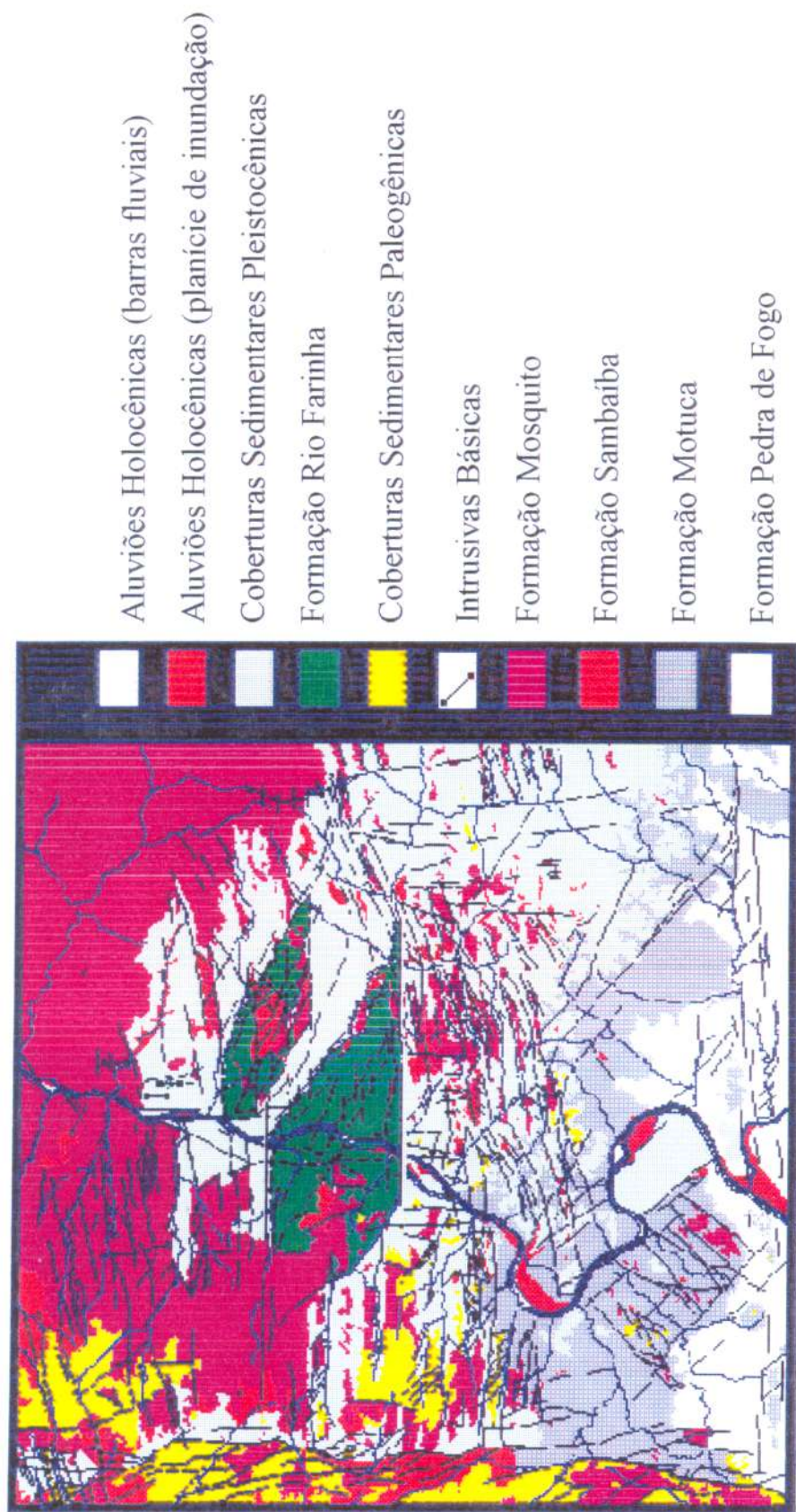


Figura 3.1 - Esboço Geológico

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADE	REGIME TECTÔNICO	REPRES. NO MAPA		LITOLOGIA	SISTEMA DEPOSICIONAL E FÁCIES
CENÓZOICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	ALUVIÕES HOLOCÊNICAS	TRANSCORRENTE	Ha	Haa	Ha -Cascalhos, areias, siltes e argilas inconsolidados	Fluvial com fácies de planície de inundação
			COBERTURAS DETRÍTICAS PLEISTOCÊNICAS		QPe		Haa - Sedimentos essencialmente arenosos e cascalhos inconsolidados	Fluvial com fácies de barra em pontal e barras longitudinais
		PLEISTOCENO	COBERTURAS DETRÍTICAS PLEISTOCÊNICAS		QPe		Depósitos detríticos arenosos finos inconsolidados	Continental colúvio-fluvial
	TERCIÁRIO	NEOGENO	RIO FARINHA	TRANSCORRENTE	Tf		Sequência de paraconglomerado suportado por matriz, contendo seixos, matacões e boulders de arenitos e laetitos imaturos, intercalados a arenitos e conglomerados com seixos de quartzo e laetitos; lobos de arenitos finos a médios amarelados ou esbranquiçados	Sistema de leques aluviais de fácies proximal e distal
			PALEOGENO		TPe		Depósitos detríticos arenosos finos inconsolidados	Continental colúvio-fluvial
			COBERTURAS DETRÍTICAS PALEOGENICAS		TPe		Depósitos detríticos arenosos finos inconsolidados	Continental colúvio-fluvial
	CRETÁCIO	INFERIOR A MÉDIO	INTRUSIVAS BÁSICAS	DISTENSIVO	Kco		Diatosos cinza escuros a cinza esverdeados, faneríticos de granulção fina a média, sob a forma de diques	
			JURASSICO		TRJm		Basaltos cinza escuros a cinza esverdeados macios amigdaloidais, ocorrendo normalmente alterados com coloração marrom-avermelhado, e com o preenchimento das amígdalas com coloração esbranquiçada. Ocorrem intertraps e diques de arenitos	
			SUPERIOR		TRJm		Arenitos roseo-avermelhados de granulção fina a média, bimodal, bem selecionado, apresentando estratificação cruzada tangencial de grande porte, com os sets apresentando laminação por queda de grãos e de fluxo de grãos, gradação inversa e cruzada cavalgante transladante subcrítica	Desértico com fácies de Campos de Dunas
MESOZOICO	TRIÁSSICO	MÉDIO	SAMBALIBA		TRs		Arenito avermelhado, fino a médio, argiloso, com intercalações de siltito argiloso e folhelho vermelho. Lentes de gipsita e anidrita.	Continental fluvial a fluvio-lacustre, com fácies de canal e planície e inundação
					PTKm		Arenito com intercalação de siltito, chert e argilito, níveis de calcário e sílex,	Marinho de águas rasas com oscilações p/ águas profundas.
					Prf			
PALEOZOICO	PERMIANO	SUPERIOR MÉDIO INFERIOR	MOTUCA PEDRA DE FOGO					

Quadro 3.1 - Litoestratigrafia, regime tectônico, sistemas deposicionais e fácies da Região de Carolina..

A estratigrafia do Cenozóico inicia-se com os depósitos correlativos de eventos ero-sivo-deposicionais ou intempéricos (DEL'ÁRCO & MAMEDE, 1985) registrados no início do Terciário pelas Coberturas Sedimentares Paleogênicas que recobrem extensas áreas aplainadas. O soerguimento dessa superfície nos meados do Terciário, propiciou a individualização da Unidade Rio Farinha, uma sequência de leques aluviais de suposta idade miocênica. No início do Quaternário novos eventos de aplainamento deram origem às Coberturas Sedimentares Pleistocênicas.

Finalmente, os processos atuais de agradação da paisagem respondem pela sedimentação nos vales, principalmente do rio Tocantins, de depósitos arenosos e cascalhos, construindo barras de areia e planícies arenosas, e de depósitos argilosos ou areno-silte-argilosos restritos às margens e planícies de inundação dos rios. Ambos foram identificados como Aluviões Holocênicas

As unidades destacadas conformam o arranjo litoestratigráfico definido para a área investigada. Ressalte-se aqui que o detalhamento das características sedimentológicas ou estratigráficas dessas unidades fogem ao escopo dessa obra, de modo que nas linhas seguintes serão abordadas apenas as suas características mais importantes, e que de alguma forma puderam ser utilizadas para os objetivos da pesquisa.

3.2. GRUPO BALSAS

3.2.1. Formação Pedra de Fogo

A Formação Pedra de Fogo foi definida por PLUMMER et al. (1948) que assim se referiram a uma seqüência predominantemente silicosa, composta de siltitos, folhelhos, arenitos e calcários silicosos, contendo níveis de chert e psaronius, ocorrentes no leito do riacho Pedra de Fogo, no ponto em que este curso d'água é cruzado pela estrada que liga as cidades de Pastos Bons e Nova Yorque no Estado do Maranhão.

Estudos posteriores a partir de BARBOSA & GOMES (1957), viriam determinar como uma de suas principais características o caráter cíclico com que se alternam seus diferentes tipos litológicos, a exemplo de AGUIAR (1964), para quem, na região de Balsas (MA), seria possível distinguir pelo menos quatro ciclos; de BARBOSA et al. (1966) que descrevem 50m de sedimentos clásticos intercalados a sílex; de LIMA & LEITE (1978) que fazem referências ao desenvolvimento de ciclotemas; de CUNHA et al. (1981) que a descrevem como uma seqüência rítmica de siltitos, arenitos, chert, folhelhos, calcários e brechas intraformacionais e de BEZERRA et al. (1990) para quem a Formação Pedra de Fogo pode expressar-se na forma de megaciclotemas ou segundo uma ordenação rítmica, dada à íntima associação e alternância de arenitos, siltitos, folhelhos e leitos de chert. Para estes últimos autores, "os leitos de chert, às vezes apresentam-se na forma de distintos cordões de concreções silicosas, nitidamente obedientes ao plano de acamamento original da rocha e constituindo um dos principais elementos de

identificação da unidade no campo" sendo sua origem atribuída por diversos autores à silicificação de calcários (NORTHFLEET & MELO, 1967; ANDRADE, 1972).

Um melhor entendimento sobre a organização litofaciológica da unidade começa a aparecer com o trabalho de SÁ et al. (1979) realizado ao longo da rodovia TO - 386, que liga Araguaína, na Rodovia Belém-Brasília, à ribeirinha Filadélfia no Tocantins. Nele houve o reconhecimento de pelo menos quatro fácies sedimentares: a Fácies Arenosa Basal contendo arenitos com estratificação plano-paralela e laminação cruzada; Fácies Siltica, com siltitos pouco calcíferos e algumas intercalações lenticulares de sílex; Fácies Carbonática Siltica, com siltitos calcíferos e intercalações lenticulares de calcário e margas com fragmentos de conchas e outros organismos e presença comum de níveis e concreções nodulares ("bolachas") de sílex; e Fácies Arenosa Superior com arenitos com estratificação cruzada de pequeno e médio porte, rica em restos vegetais silicificados (Psaronius).

No ano seguinte, SÁ et al. (1980) estudaram a continuidade dos afloramentos da Formação Pedra de Fogo para a margem direita do Tocantins, ao longo da rodovia BR-230, onde também reconheceram três subunidades principais, tendo na base um arenito creme ou creme-amarelado fino a médio; na parte média uma sequência rítmica caracterizada pela presença de siltitos esverdeados, cinza-esverdeados, avermelhados e arroxeados com horizontes de nódulos e bolachas de sílex, níveis descontínuos de rochas carbonáticas (margas, calcário do tipo coquina e camadas delgadas de calcário dolomítico) com restos de peixes e fragmentos de conchas; na parte superior ocorrem siltitos cinza esverdeados, amarelados e avermelhados com níveis de sílex e intercalações de lentes de arenito branco, creme ou ligeiramente rosado.

FARIA JÚNIOR (1979) e FARIA JÚNIOR & TRUCKENBRODT (1980) reconheceram sua divisão em três membros denominados de Membro Sílex Basal, Membro Médio e Membro Trisidela. Esta divisão tríplice, com pequenas modificações no que se refere ao conteúdo litológico e nos limites de cada membro, também foi reconhecida por PINTO & SAD (1986), ao relatarem os resultados de uma ampla investigação em busca de calcários realizada no extremo sudoeste da região aqui enfocada. Para estes autores, o membro Inferior com espessura média em torno de 20m é clástico-químico, o Membro Médio com espessura próxima de 100m é clástico fino, e o superior volta a ser clástico-químico, diferindo em muitos aspectos da subdivisão esboçada por SÁ et al (op.cit). Entre as principais conclusões do estudo de PINTO & SAD (op.cit), além da já citada organização litofaciológica, merece ser destacada a inclusão no Membro Inferior, relativamente ao trabalho de FARIA JÚNIOR (op.cit) e FARIA JÚNIOR & TRUCKENBRODT (op.cit), de camadas métricas de calcário calcítico e dolomítico, bem como de corpos de gipsita que ocupariam a porção superior do citado Membro.

Uma outra importante definição destacada das pesquisas de PINTO & SAD (op. cit) e, por assim dizer, revolucionária no que se refere ao conhecimento da Seção permiana da Bacia do Parnaíba, é a desvinculação à Formação Pedra de Fogo da seqüência areno-síltica avermelhada, não carbonática, com restos de vegetais silicificados (psaronius), correspondente à Fácies Arenosa Superior de SÁ et al (1979). Esta parte da seção foi interpretada como pertencente a base da Formação Motuca, significando, em última análise que uma característica considerada durante décadas como diagnóstica da Formação Pedra de Fogo, ou seja a presença de Psaronius, em verdade caracterizaria a unidade estratigraficamente mais nova. Este procedimento foi aceito e

adotado por ARAÚJO (1994), não se encontrando nenhum argumento contrário ao mesmo durante a pesquisa aqui enfocada.

Na área pesquisada, a Formação Pedra de Fogo ocupa quase a totalidade do extremo sul, sendo recoberta a norte pela Formação Motuca e, a leste, encontra-se em contato através de falha normal com arenitos da Formação Sambaíba e, em parte, também com a Formação Motuca. Algumas exposições podem ser observadas em pequenos cortes da rodovia TO-386, ou em canais de escoamento das águas pluviais que, ao escavar as laterais da rodovia, quase sempre expõe suas litologias.

Estes afloramentos são pouco significativos em face do traçado da rodovia ter sido estabelecido em posição interfluvial, onde o relevo, conquanto esteja bem mais alçado em relação às áreas vizinhas, encontra-se pouco dissecado e até mesmo conservado, como na serra do Ciríaco onde ainda se identifica remanescentes da unidade Motuca. Nos afloramentos descritos, a sequência mostra na base um predomínio de siltitos creme esverdeados intercalados a argilitos, e, a partir da porção mediana, ocorre uma intercalação de argilitos creme róseo-avermelhados ou creme esverdeados quando alterados, sempre intercalados a lâminas e pequenas camadas de chert, que se repetem até o topo dos perfis, apresentando aspecto brechóide e fraturamento regular.

Tais características, observadas em superfície, correspondem às descritas para as fácies síltica e carbonática-síltica de SÁ et al (1979) e para o Membro Médio de PINTO & SAD (1986). O perfil completo da Formação Pedra de Fogo, descrito por PINTO & SAD (op. cit), com base nos furos da Petrobrás realizados em Carolina e Riachão, em sondagens efetuadas durante os seus trabalhos de pesquisa seria composto, da base para o topo, conforme abaixo:

Membro Inferior (ocorre na região do vale do rio Gameleira)

- siltito argiloso, cinza, carbonático, com intercalações centimétricas a decimétricas de calcário argiloso, marga e sílex negro; espessura em torno de 15m;
- calcário dolomítico, 1m;
- calcário calcítico; espessura entre 1-14m.
- gipsita de ocorrência local e em qualquer posição da seção com espessura que pode atingir 20m;

Membro Médio (ocorre no eixo da rodovia TO - 386)

- siltito esverdeado com manchas arroxeadas, mal estratificado, ocasionalmente com intercalações de arenito e marga, espessura entre 9 e 13 m;
- arenito médio a grosseiro, cinzento, com grãos de quartzo e de sílex arredondado a subarredondados, cimento carbonático, espessura entre 0,1 e 2,8m;
- folhelho siltico cinza escuro a negro, carbonoso e fossilífero, laminação pouco desenvolvida, em parte com estrutura flaser, fissuras preenchidas por carbonato, fratura irregular a conchóide. Ocorrem intercalações centimétricas a decimétricas de arenito fino, carbonático ou calcário arenoso, com estrutura em chama, espessura de 15m;
- siltito esverdeado com bancos de marga dolomítica, níveis decimétricos de arenito siltico com estratificação cruzada, nível de coquina na porção superior. Espessura de 30m.

Membro Superior

- banco sílico-carbonático esbranquiçado, composto de nódulos e bolachas de sílex. Espessura menor que 1m;

- arenito siltico avermelhado. Espessura ao redor de 5m;
- intercalação de arenito fino, siltito e/ou folhelho e marga com sílex. Espessura ao redor de 10 m
- siltito creme, não carbonático, com pequenas lentes de sílex.

Para o norte da rodovia, a superfície conservada da serra do Ciriaco mostra-se em franco processo de dissecação, desenvolvendo, inicialmente, formas com topo aguçado, com desníveis altimétricos significativos, onde se encontram as nascentes dos rios que drenam ao Tocantins, como o Arraias. Nesta região, PINTO & SAD (op.cit) reconheceram em mapa ocorrências da Formação Motuca, restringindo a Formação Pedra de Fogo aos domínios da superfície conservada, com o Membro Superior emoldurando suas bordas (Figura 3.2).

Esta interpretação, no entanto, não encontra respaldo nos dados de campo, e contraria aspectos fundamentais da evolução do relevo. A observação das imagem de satélite mostra que as formas dissecadas que aparecem ao norte da rodovia TO-386, provêm da degradação das áreas aplainadas (serra do Ciriaco, Figura 3.3) onde consensualmente é reconhecida a Formação Pedra de Fogo, e alguns remanescentes da Formação Motuca, que conformam os topos conservados (LIMA & LEITE, 1978, SÁ et al.,1980, PINTO & SAD, 1986). A dissecação dessas áreas teria que, necessariamente, expor seqüências mais antigas, decorrendo uma flagrante dificuldade para se explicar a ocorrência da Formação Motuca, estratigraficamente mais nova.

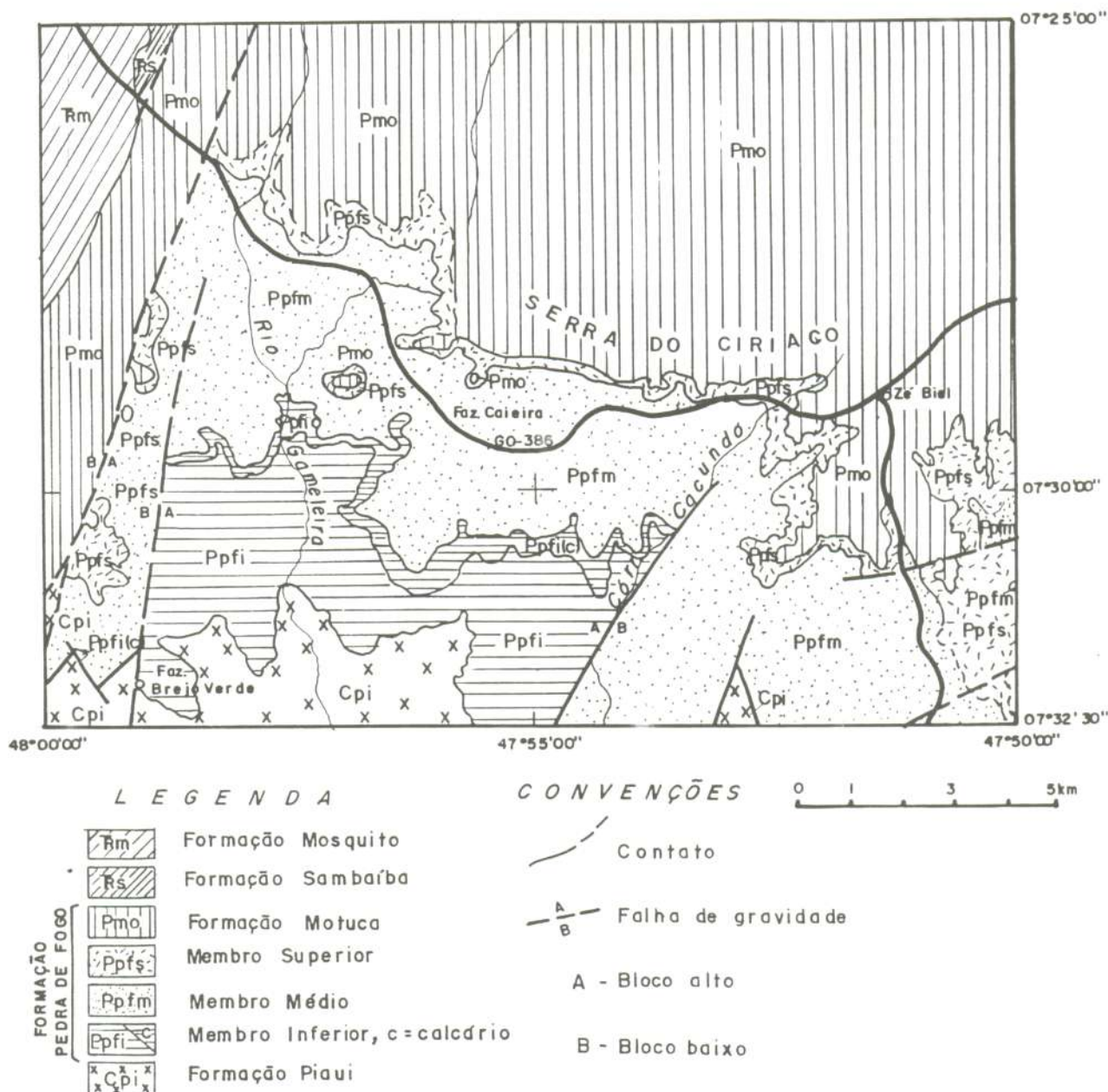


Figura 3.2 - Mapa Geológico da região do Alto Gameleira (PINTO & SAD, 1986). Na região ao norte da rodovia TO-386, identificada como serra do Ciriaco, foi mapeada a Formação Motuca, em lugar da Formação Pedra de Fogo.

Nessa região, as incursões realizadas pelo autor através de vicinais a rodovia TO - 386, permitiram a descrição de vários afloramentos caracterizados pela constante presença de argilitos

e siltitos creme esverdeados a cinza intercalados a chert, e, em um deles, ocorrem blocos de gipsita. Bons afloramentos da unidade podem ser verificados ao longo do rio Tocantins, desde pouco a montante de Carolina, até às proximidades de Babaçulândia. Um dos principais localiza-se no porto da balsa em Carolina, onde nas águas baixas aparece um imponente "paredão" sustentado por uma seqüência de silito-chert-argilito-arenito correlacionável ao Membro Superior de PINTO & SAD (1986), que logo a jusante aparece capeado por arenitos da Formação Motuca.

As exposições da Formação Pedra de Fogo ao longo da BR-230, no trecho que liga Carolina a Riachão, bem estudadas por SÁ et al. (1979), são pouco significativas, restritas a alguns cortes da rodovia expondo seqüência laminada de siltitos, argilitos e arenitos creme-avermelhados (Membro Superior). Em São João da Cachoeira, imponente queda d'água no rio Itapecuru, mostra uma excelente exposição de uma seqüência clástico-química, correlacionável ao Membro Superior de PINTO & SAD (op.cit) (Figura 3.4 e 3.5)

A estratificação plano-paralela constitui a principal estrutura sedimentar observada na área, além, obviamente, da presença generalizada de concreções silicosas, dispostas em leitos normalmente ondulados. Gretas de dissecação foram descritas em um afloramento de silito calcífero de cor creme-esbranquiçada que aflora no leito do córrego Poção, sob a ponte através da qual a rodovia que liga Babaçulândia a Araguaína cruza este curso d'água.

Para BEZERRA et al (1990) a sedimentação da Formação Pedra de Fogo deve estar associada a um recuo progressivo e continuado do mar no Permiano, tendo ocorrido em um mar epicontinental que evoluiu progressivamente para extensos lagos aos quais se associavam sistemas fluviais.

ARAÚJO (1994) relata que o caráter cíclico da deposição, a predominância de uma combinação pelítico-carbonática, além de outras características observadas na região de Araguaína, sugerem uma sedimentação em ambiente predominantemente marinho de águas relativamente rasas, com oscilações para águas mais profundas. Tais características são muito semelhantes às observadas na área investigada, decorrendo admitir-se uma correspondência em termos de ambiente de sedimentação.

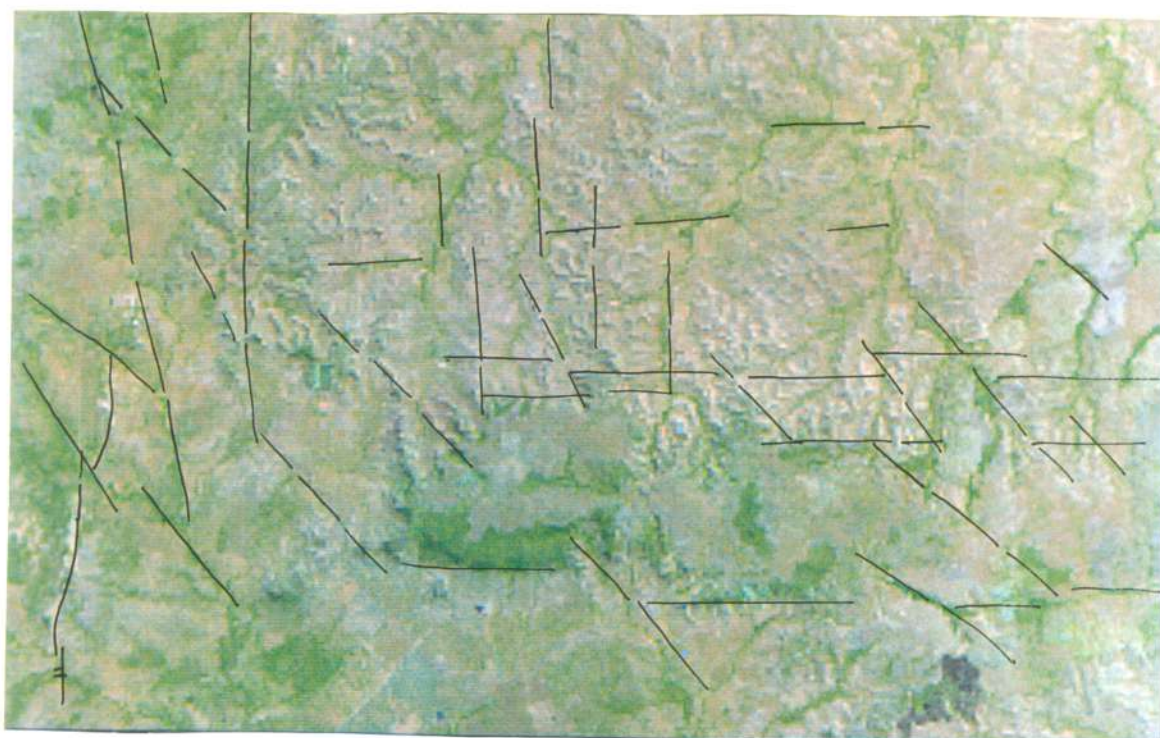


Figura 3.3 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:200.000. Serra do Ciríaco constituindo forma de topo plano, basculado para leste, truncando rochas da Formação Motuca. A Formação Pedra de Fogo aflora nas áreas dissecadas situadas ao norte e ao sul da serra. Notar o alongamento da serra na direção E-W. A oeste falhas normais de direção norte-sul do Sistema Distensivo Wanderlândia (Veja 4 Compartimentação estrutural).

A suposta presença de *Psaronius* conduziu muitos autores a atribuir idade permiana para a Formação Pedra de Fogo. Uma idade neo-permiana foi proposta por Mesner & Wooldridge apud ARAÚJO (1994) em face da presença do anfíbio labirintodonte *Prinosuchus* além de restos de peixes e ostracóides, e por Cruz et al. apud ARAÚJO (op. cit) com base na presença de micrósporos alados. Essa idade foi estendida ao mesopermiano por LIMA & LEITE (1978). Acredita-se, assim, que a sedimentação da Formação Pedra de Fogo tenha ocorrido entre o Permiano Inferior e o Permiano Médio



Figura 3.4 - Cachoeira no rio Itapecuru desenvolvida em litologias da Formação Pedra de Fogo, provavelmente associada à falhas normais.

3.2.2 Formação Motuca

A Formação Motuca identifica a seção clástico-química que sucede a Formação Pedra de Fogo na coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, cuja definição é atribuída a PLUMMER et al. (1948) ao caracterizar uma sequência de arenitos e folhelhos de cor vermelho-tijolo com intercalações de calcário e anidrita, exposta na fazenda Motuca, sítio localizado entre as cidades de São Domingos e Benedito Leite, Estado do Maranhão.

As investigações de NORTHFLEET & MELO (1967) permitiram reconhecer na Formação Motuca três subunidades, sendo a inferior constituída por siltito arenoso e arenito muito fino vermelho tijolo, com intercalações de lentes de arenito branco calcífero; a seção mediana comportaria folhelhos vermelhos com manchas esverdeadas e arroxeadas, e intercalações de calcário (entre 5 a 20 cm de espessura) e anidrita; e, no topo, essencialmente arenitos avermelhados, finos e calcíferos, gradando para arenitos argilosos, micromicáceos, marrom avermelhados com manchas brancas

Esta subdivisão, de acordo com BEZERRA et al. (1986), foi reconhecida em diversos estudos posteriores, dentre os quais mencionam os de AGUIAR (1969, 1971), LIMA & LEITE (1978 PETROBRÁS/BRASIL.DNPM (1979)), PETRI & FÚLFARO (1983), CAPUTO (1984) e SANTOS et al (1984).

A Formação Motuca ocorre na porção sul da área pesquisada, segundo uma faixa irregular que adentra pelo extremo leste e se estende até as proximidades dos limites ocidentais. Ao sul recobre a Formação Pedra de Fogo através de contato gradacional, e a oeste seu limite

com as unidades Sambaíba e Mosquito, mais novas, se dá através de falha extensional (normal), com mergulho para oeste



Figura 3.5 - Formação Pedra de Fogo - PT-164. Detalhe de estruturas atectônicas (sobrecarga) deslocando o plano de estratificação. Intercalação de siltito cinza com sílex branco maciço.

A Formação Motuca, nesse contexto, está, posicionada no bloco soerguido (capa), mas em nível altimétrico inferior em face de uma inversão topográfica do relevo, atribuída à menor

resistência dos sedimentos desta formação aos agentes erosivos, relativamente aos basaltos Mosquito e aos arenitos silicificados ou com uma fina capa laterítica presentes na Formação Sambaíba.

Na faixa de afloramentos posicionada nas vertentes ocidentais do Tocantins, SÁ et al. (1979) reconheceram apenas as seções superior e inferior da unidade, denominadas por esses autores de Fácies arenitos vermelhos e Fácies siltitos vermelhos, respectivamente. Os arenitos, nesse caso, são róseos e vermelhos, localmente friáveis com granulometria de fina a média, subangulares e subarredondadas, e com estratificações cruzadas planares de pequeno porte. A Fácies siltitos vermelhos seria composta por siltitos maciços, compactos, com coloração avermelhada, às vezes pouco micáceos, podendo se apresentar silicificados. Não há referências à presença de rochas carbonáticas, e apenas a ocorrência localizada de camadas de gipsita, atribuída a parte inferior da formação, às vezes com mais de 2 m de espessura.

Nessa região poucos foram os afloramentos da Formação Motuca objeto de descrição durante a presente pesquisa. Dentre esses merecem destaque os observados ao longo da rodovia TO-580 que liga Araguaína a Babaçulândia, e em suas vicinais a oeste do rio Corrente. Em uma delas, que dá acesso à fazenda Morro Fino, os afloramentos da Formação Motuca estão esculpidos segundo uma morfologia de mesa ao lado da estrada com aproximadamente 10m de altura. No topo, uma escarpa vertical com cerca de 4m de desnível, expõe um arenito muito fino a siltico, disposto em camadas métricas, portando concentrações argilosas sob a forma de clay-balls, intercalado a um arenito estratificado em lâminas milimétricas, onde alternam-se as colorações rosa e branco, e espessura em torno de 10 cm. Na porção mediana superior da escarpa, intercalam-se ao arenito, camadas de um argilito compacto de coloração "vermelho-tijolo",

bastante resistente ao toque do martelo, cuja espessura varia desde poucos centímetros a até cerca de 25 cm. Esta sequência parece se repetir até a base do morro, a despeito da presença generalizada de material coluvial em sua encosta, e é correlacionável à Fácies Arenito Vermelho de SÁ et al. (1979). Ao longo da rodovia foram, vistos afloramentos do arenito laminado, mergulhando 10^0 para Sul.

Para o lado leste de sua faixa de afloramentos, ou, mais precisamente, para as vertentes orientais do Tocantins, a Formação Motuca foi bem caracterizada litologicamente por SÁ et al (1980). Na oportunidade, foi subdivida em três "zonas":

- na base, arenitos finos e siltitos róseos a avermelhados, às vezes intercalados a finos níveis de calcários e de arenito branco calcífero;
- na porção intermediária, de origem mais química, folhelhos, argilitos e siltitos freqüentemente calcíferos, vermelho tijolo ou cinza-esverdeado pálido, róseo ou arroxeado, com níveis de sílex nos siltitos, geralmente ondulados e localmente dobrados. Nesse nível os autores também descrevem intercalações de margas e de calcário fino, às vezes arenoso ou dolomítico róseo a acinzentado claro, com 30 a 40 cm de espessura, finos leitos de anidrita, calcário fino com estrutura estilolítica com cerca de 1m de espessura, leitos milimétricos de atapulgita em placas fibrosas, concordantes com a estratificação ou preenchendo fraturas, e intercalações de gipsita formando lentes com até 4m de espessura, mas em média em torno de 5 cm.
- no topo, descrevem essencialmente material terrígeno, sob a forma de arenitos róseos a vermelho tijolo, às vezes esbranquiçados ou amarelados, maciços a laminados, e com estratificação cruzada do tipo tabular tangencial de pequeno porte e baixo ângulo.

Os sedimentos da Formação Motuca que o autor teve oportunidade de descrever, apresentam características continentais fluviais a fluvio-lacustrinas, com fácies de canal representada por arenitos finos estratificado em camadas métricas, e fácies de planície de inundação por arenitos finos a silticos vermelhos com clay-balls, normalmente estratificado em lâminas milimétricas.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964), com base na presença do gasterópode *Pleurotomaria* sp, e alguns tipos de peixes, admitiram uma idade permiana superior (Neopermiano) para a Formação Motuca.

3.2.3. Formação Sambaíba

O termo Sambaíba como referência litoestratigráfica surgiu com os trabalhos de PLUMMER et al. (1948) que reconheceram e denominaram de Membro Sambaíba, a parte superior da Formação Melancieiras definida neste mesmo trabalho como a unidade que "... cobre todas as chapadas de Floriano a oeste até Balsas...", e que se constituiria na formação superficial mais largamente espalhada do "geossinclíneo do Parnaíba".

Um ano depois estes mesmos autores (Plummer et al. apud BRASIL.DNPM, 1984), abandonaram a expressão Formação Melancieiras, redefinida como Formação Exu, unidade litoestratigráfica estendida desde a Bacia do Araripe, incluindo nesta o então Membro Sambaíba, que no entender de Campbell apud LUZ (1959) pertenceria ao topo da Formação Pastos Bons, a qual se completaria em direção à base pelos membros Mozinho (porção média) e Motuca.

LUZ (1959), adotando os postulados de Campbell apud LUZ (op. cit), propôs a elevação da Formação Pastos Bons a categoria de grupo, dando a seus membros o *status* de formação. A Formação Sambaíba a partir desse marco viria a ser estudada por diversos autores, mas com significativas flutuações no posicionamento estratigráfico, principalmente em relação às Unidades Pastos Bons e Corda que, efetivamente, lhes sucedem na coluna estratigráfica aceita atualmente para a Bacia do Parnaíba. Nela a Formação Sambaíba encontra-se posicionada entre a Formação Motuca e os derrames basálticos com intercalações sedimentares que integram a Formação Mosquito.

A Formação Sambaíba seria a unidade com mais ampla distribuição na área investigada, não fora os complexos acontecimentos tectônicos, morfoestruturais e morfoclimáticos, que condicionam, modificam ou conservam o seu relevo. A atuação da tectônica no sentido de formar áreas soerguidas e rebaixadas, e construir ou reativar zonas de fraqueza crustais, propiciando o extravasamento de lavas máficas, tem seus registros desde o Triássico adentrando o Jurássico, em decorrência de um enérgico evento extensional, vinculado ao *break-up* do Continente Gondwana, e da tectônica intraplaca de caráter transcorrente imposta a partir de meados do Terciário (HASUI, 1990).

A atuação das forças climáticas contribuem através de eventos de aplainamento que se utilizando das estruturas geradas pelo tectonismo, promovem a degradação da paisagem. Resulta disso que a maior parte da área originalmente ocupada pela Formação Sambaíba, aparece na visão estática hodierna como amplas áreas recobertas por lavas básicas laterizadas ou não, ou por finas coberturas detrítica arenosas (TPc e QPc) vinculadas geneticamente aos processos de desgaste de escarpas ou vertentes areníticas em face dos eventos de aplainamento. A Formação Sambaíba

propriamente dita, conforma as escarpas verticais das mesas e chapadas residuais que caracterizam uma parte significativa do relevo da área pesquisada, aparecendo também nas áreas em que incisão da drenagem nestes elementos morfológicos, promove a remoção da capa basáltica ou da cobertura arenosa (Figura 3.6).

Uma importante área de exposição foi interpretada a oeste do divisor Tocantins - Araguaia, ao longo do bloco rebaixado pelo Sistema Distensivo Wanderlândia (veja .4. Compartimentação Estrutural), e que define a Unidade Geomorfológica Planalto Rebaixado de Wanderlândia (veja.5. Compartimentação do Relevo), tanto ao sul quanto ao norte da cidade homônima. Vários segmentos também conformam mesas residuais provavelmente em decorrência da remoção da cobertura basáltica, enquanto outros foram delimitados nos vales ainda em processo de dissecação pela morfogênese úmida, posicionados em meio às Mesas e Chapadas Residuais de Carolina. Afloramentos, no entanto, são ubíquos e podem ser observados ao longo dos principais perfis rodoviários ou fluviais, principalmente nas escarpas e vertentes das citadas mesas .

Litologicamente, a Formação Sambaíba é composta de arenitos rosados ou avermelhados, granulometria variando de fina a média e bem selecionados, compostos quase que exclusivamente de grãos de quartzo, foscos, com alguma contribuição de feldspatos na forma de pequenas manchas brancas caulínicas ou argilosas.

Dentre as estruturas sedimentares presentes, a mais evidente é a estratificação cruzada de médio a grande porte e de origem eólica (Figura 3.6), mas a observação detalhada revela a presença comum de laminação por queda de grãos (*grainfall laminae*) caracterizada por intercalações milimétricas de areia média e areia fina, e a estratificação cruzada por fluxo de grãos

(*sandflow cross strata* ou *grainflow cross strata*) caracterizada por línguas de areia milimétricas a centimétricas, onde é comum a gradação inversa. Em um afloramento identificou-se estratificação cruzada transladante subcrítica que, segundo HUNTER (1977), seria uma das feições mais características de sedimentos eólicos.

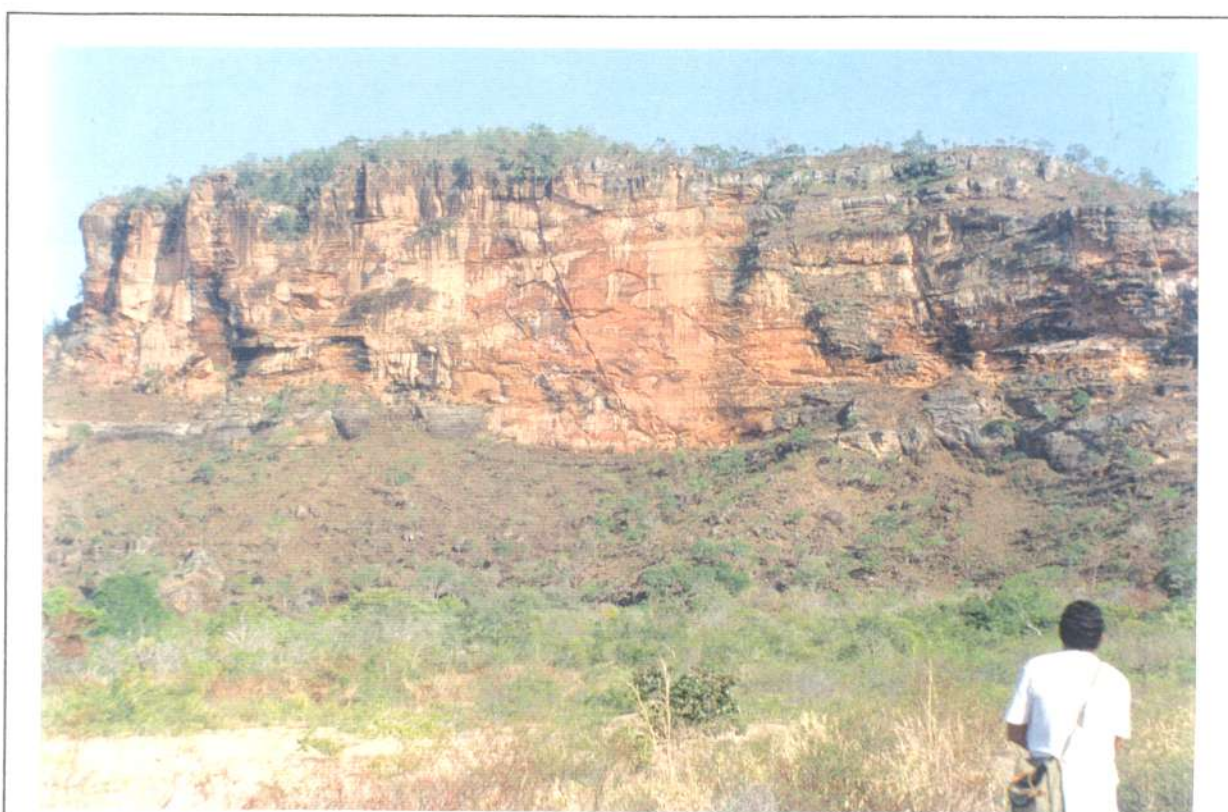


Figura 3.6 - Formação Sambaíba. Forma mais comum de exposição, geralmente em escarpas verticalizadas modelada em mesas e chapadas residuais. A orientação da escarpa é coincidente com a do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, evidenciando a dissecação estrutural. Notar a estratificação cruzada de grande porte.

As características litológicas e as estruturas sedimentares dos arenitos da Formação Sambaíba evidenciam um transporte essencialmente eólico. A expressividade de sua distribuição e a onipresente coloração avermelhada desses sedimentos são evidências adicionais para deduzir-se

um Sistema Depositional onde predominavam condições de acentuada aridez, como nos ambientes desérticos. A presença comum de estratificações cruzadas de médio e grande porte, mostrando particularidades tais como laminação por queda de grãos, estratificação cruzada por fluxo de grãos e estratificação cruzada cavalgante transladante subcrítica, apontam para a ocorrência generalizada de um fácies de campo de dunas, não tendo sido reconhecidas feições que apontem, na área pesquisada, para depósitos de wadis nem aqueles de baixo ângulo que caracterizam os lençóis de areia e zonas interdunas de ambientes desérticos.

A Formação Sambaíba é, aparentemente, afossilífera sendo sua idade triássica inferida a partir do posicionamento estratigráfico uma vez que é mais nova que a Formação Motuca do Permiano Superior e antecede os basaltos da Formação Mosquito, cujas efusões mais antigas remontam ao final do Triássico.

3.3. FORMAÇÃO MOSQUITO

Esta unidade reúne as rochas basálticas com intercalações sedimentares que sucedem a Formação Sambaíba na coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba. A expressão Formação Mosquito é devida à AGUIAR (1969), estabelecendo como seção tipo o vale do rio Mosquito, no trecho Malhada Alta -Tinguí, ao sul de Fortaleza dos Nogueiras no Estado do Maranhão. Nesta mesma oportunidade definiram também a Formação Sardinha, representando os derrames basálticos de idade neo-cretácica, que sucedem a Formação Grajaú.

A Formação Mosquito comportaria uma subdivisão em cinco membros, três basálticos e dois sedimentares, denominados, da base para o topo, de Basalto Inferior, Membro Macapá,

Basalto Médio, Membro Tinguí e Basalto Superior, e ocuparia a base do Grupo Mearim, juntamente com as formações Pastos Bons, Corda e Sardinha. Ressalte-se que o Grupo Mearim guarda correspondência à Série Mearim de LISBOA (1914) que relacionou estes basaltos ao topo do "Arenito Corda", enquanto que MESNER & WOOLDRIDGE (1964), os posiciona corretamente por sobre a Formação Sambaíba e abaixo da Formação Corda, admitindo erroneamente, no entanto, uma idade cretácica.

NUNES et al (1973b) não aceitaram a validade do ordenamento estratigráfico concebido por AGUIAR (op.cit) para essa bacia sedimentar, e no tocante às rochas básicas, reconhecem uma única unidade a qual denominaram de Orozimbo, concepção que, no entanto, não foi aceita nas pesquisas que se seguiram, porquanto os dados de estratigrafia relativa, de datação geocronológica e de análise tectono-estrutural apontam para a atuação de mais de um evento extensional, acompanhado de magmatismo básico.

As intercalações sedimentares que conformam os Membros Macapá e Tinguí (ou Fortaleza) teriam sido observadas por NORTHFLEET & MELO (1967) na região ao norte de Balsas, mas o mapeamento conduzido por LIMA & LEITE (1978) reconheceu apenas um nível de sedimentos na parte basal da unidade considerado como Membro Macapá, concepção adotada por SANTOS et al (1984).

A Formação Mosquito foi identificada na área pesquisada como a unidade que reúne os derrames basálticos que conformam o topo da maioria das mesas e chapadas residuais que caracterizam o relevo regional, representando um papel fundamental na sua elaboração, ao se comportar como uma fina capa resistente aos processos erosivos, que atuam aceleradamente sobre os arenitos Sambaíba, imediatamente sotopostos. Isto ocorre mais freqüentemente ao longo das

zonas de fraqueza da estrutura geológica, caracterizada por feixes de falhas paralelas, constituindo zonas ou sistemas de cisalhamento, resultando num conjunto de formas tabulares alinhadas em uma direção preferencial, tendo em seu topo o capeamento basáltico (Figura 3.7). A observação do mapa geológico nessas áreas mostra vários segmentos da Formação Mosquito, normalmente alongados e dispostos paralelamente.

Uma outra forma de ocorrência são extensos chapadões, bem caracterizados na região de Darcinópolis, margem esquerda do vale do Tocantins, sobre o bloco soerguido (piso) de um sistema de falhas extensionais com planos voltados para oeste (Sistema Distensivo Wanderlândia), e recuados em escarpas de linha de falha, constituindo o reverso de uma frente de cuestas. A continuidade dos derrames sobre o bloco abatido fica evidente ao sul e leste de Wanderlândia, onde foram vistos vários afloramentos de basaltos, idênticos aos do topo das chapadas, mas desnivelados em mais de 100m.

Nessa região foi interpretada uma exposição significativa de rochas areníticas que devem pertencer ao Membro Macapá de LIMA & LEITE (1978), e representada por afloramentos em corte da rodovia BR-010 no trecho Estreito- Darcinópolis, e da rodovia Transamazônica desde a confluência com a BR-010 até o limite norte da área. Os arenitos têm coloração róseo-avermelhada, feldspáticos (pequenas manchas esbranquiçadas de material caulínico), algo friável e estratificado em camadas de 1 m de espessura.

Para a região de Estreito e do vale do Itaueiras na margem direita do Tocantins, a Formação Mosquito aparece como um extenso derrame limitado à cota de 300 metros, evidenciando um desnivelamento, em torno de 200 m, relativamente aos segmentos ocorrentes nos topos das mesas e chapadas residuais, atribuível à movimentação neotectônica.

3.4. INTRUSIVAS BÁSICAS

Diversos corpos de rochas intrusivas de composição básica foram identificados na área pesquisada, os quais se exibem, de um modo geral, com formas tabulares, discordantes em relação às rochas encaixantes (diques), e orientados preferencialmente na direção N-S, com pequenas variações a NE e NW.

Em Estreito, sob a ponte do rio Tocantins na BR- 010, afloram diabásios intrusivos em arenitos da Formação Sambaíba, os quais penetraram através das zonas de fraqueza de um romboedro transtensivo gerado por recobrimento à direita de duas falhas transcorrentes sinistrais de direção NE-SW, e desenvolvimento de falhas normais na direção N-S (veja Figura.4.37, pag. 121). A orientação do corpo ígneo é concordante com a direção geral da estrutura rombóide, ao que tudo indica reativada por neotectônica . Os diabásios apresentam textura fanerítica de granulação fina a média, e intenso fraturamento segundo duas famílias de juntas principais, as quais apresentam uma orientação média para N04E/86SE e N52E/70SE, coincidentes com a orientação das descontinuidades que definem a geometria do "Romboedro de Estreito" (Veja. 4. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL)

Um outro corpo ígneo intrusivo aflora ao longo da rodovia BR-230 no trecho entre a cidade de Estreito e o Ribeirão Santana. Trata-se de um dique de diabásio com cerca de 5 Km de comprimento na direção N-S, que aparece como blocos ao largo da rodovia e em blocos e lajeiros no leito do Ribeirão. Em face dessa orientação e de sua posição geográfica, deduz-se que o corpo ígneo penetrou através de falhas normais que integram o Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia,

mais precisamente através de um ou mais elementos estruturais do Sistema Distensivo (ou oblíquo dextral) Estreito-São José.



Figura 3.7 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT -5, composição colorida 5R4G3B ; escala aproximada 1:200.000. Mesas e chapadas sustentadas por basaltos da Formação Mosquito orientadas ENE-WSW, com forte dissecação estrutural. A presença de solos eutróficos e distróficos sobre os basaltos, bem como a altitude das mesas propiciam o desenvolvimento da vegetação algo exuberante (cor verde na imagem) contrastando com os tons claros onde ocorrem areias que formam áreas planas e rampas de colúvios, na base das formas de relevo.

Situação semelhante pode ser observada um pouco mais ao sul da ponte sobre o Ribeirão Santana, onde a estrada bordeja um agrupamento de pequenos morros modelados em diques de diabásios de granulação média, tipicamente orientados em uma direção geral N-S. Um aspecto interessante observado nessas elevações é a presença, no topo, de conglomerado com

características de depósito de canal fluvial, lateritizado, evidenciando um provável soerguimento pós-miocênico da área

Outros representantes deste evento foram identificados na margem esquerda do vale do rio Feio, afluente dextro do Tocantins, compreendendo um grande corpo alongado e outros menores, todos em forma de dique, cuja orientação primitiva, tipicamente N-S, aparece deslocada por transcorrências dextrais e sinistrais de direção E-W e NE-SW. A área encontra-se no contexto de um romboedro transtensivo gerado ou reativado no Terciário Superior. Mais a leste, na região do divisor das cabeceiras dos rios Farinha e Itaueiras, identificou-se um dique com extensão decaquilométrica, ajustado ao plano de uma expressiva falha normal de direção N-S, também deslocado por transcorrências dextrais e sinistrais de direção ENE-WSW, mostrando-se claramente introduzidas discordantemente às rochas basálticas da Formação Mosquito, suas encaixantes.

Os exemplos citados de ocorrências de rochas intrusivas, revelam total coerência com o quadro estabelecido para a evolução tectônica da área, na qual interpreta-se que a introdução desses diques foi viabilizada a partir de uma distensão quase frontal às descontinuidades N-S do Cinturão Tocantins-Araguaia, ocorrida no Cretáceo Inferior. Os dados de campo confirmam tratar-se de um evento distinto e mais novo que aquele responsável pelos derrames básicos que originaram a Formação Mosquito (Juro-Triássico). A idade desse evento deve corresponder àquela admitida para a Formação Sardinha, descrita por basaltos e diabásio com idade entre 125 e 134 MA, e portanto cretácea inferior (LIMA & LEITE, 1978).

3.5. COBERTURA SEDIMENTARES PALEOGÊNICAS

Sob essa denominação, DEL'ARCO (1984) E DEL'ARCO & MAMEDE (1985) identificaram os depósitos correlativos de aplainamentos ocorridos no Terciário Superior nos Estados de Mato Grosso e Goiás, a qual foi adotada por BEZERRA et al (1986/1990) para os depósitos com as mesmas características ocorrentes por toda a Amazônia Legal, especialmente sobre os extensos chapadões que dominam as bacias sedimentares paleozóicas.

Sobre a bacia do Parnaíba, BEZERRA et al. (op.cit) destacam aqueles que recobrem a serra das Alpercatas, cujo topo apresenta equivalência altimétrica com os das mesas e chapadas residuais presentes na área investigada, e onde CUNHA & DEL'ARCO (1983) descreveram lateritos ferruginosos capeados por sedimentos arenosos terciários.

Na região de Carolina, Wanderlândia e adjacências, estas coberturas distribuem-se essencialmente nos topos tabulares das mesas e chapadas residuais que caracterizam seu relevo, configurando, em parte, as Unidades Geomorfológicas denominadas de Mesas e Chapadas Residuais de Carolina, o Planalto Soerguido de Darcinópolis e o Planalto Rebaixado de Wanderlândia, a evidenciar neste último caso o escalonamento da superfície que conforma os topos das chapadas (Anexo B- Mapa Geomorfológico e 5.2 COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO). Tratam-se de acumulações desenvolvidas sobre uma superfície aplainada pós-cretácea, que truncou indistintamente litologias de formações pré-cenozóicas (BEZERRA et al., op. cit), fenômeno que na área investigada interessou tão somente a Formação Sambaíba, vez que sobre os basaltos da Formação Mosquito, que também conformam os topos das mesas e chapadas, a toposequência caracteriza-se pela presença de latossolos.

Litologicamente são constituídas de areias inconsolidadas de cor creme-esbranquiçado e granulometria fina a média, cuja acumulação em certos locais constituem sérios impedimentos ao tráfego de veículos, mormente nas épocas de estiagem (Figura 1.3)

3.6. FORMAÇÃO RIO FARINHA

Esta unidade, aqui definida, representa uma seqüência de leques aluviais expostos em vários cortes da rodovia BR-230, ao norte e ao sul do rio Farinha, que pode ser considerada sua seção e localidade tipo, compreendendo dois grandes segmentos, sendo um no vale do rio Farinha, que empresta o nome à unidade, e outro um pouco mais a norte, já na bacia do rio Feio.

No segmento exposto no vale do rio Farinha, no que se considera a seção tipo da unidade, observa-se em um perfil de norte para sul, ao longo da rodovia BR-230 a partir da ponte sobre o rio Farinha, uma gradação na seqüência de leques aluviais. Representantes da fácies distal podem ser descritos em um extenso afloramento em forma de lajeiro nas margens do rio Farinha, modelado em arenito maciço de cor esbranquiçada e mal selecionado, intensamente fraturado e cortado por zonas de cisalhamento, ora dextrais, ora sinistrais. Daí para sul os cortes de estrada mostram uma significativa participação de detritos de dimensões variadas que a 2 Km do rio, apresentam blocos de dimensões desde métricas até decamétricas, do arenito Sambaíba e de rocha lateritizada (basaltos?), imersos em uma rocha arenosa também lateritizada, e em um arenito maciço, granulometricamente semelhante ao arenito Sambaíba (Figura 3.7).

Este afloramento é interpretado como representante da fácies proximal do sistema de leques aluviais, caracterizada por fluxo de detritos provenientes de áreas elevadas (soerguidas) que

existiam a sul, niveladas à cota de 100 a 150m pelo aplainamento neo-pleistocênico (BARBOSA et al., 1973a, b e c; DEL'ÁRCO & MAMEDE, 1985), decorrendo extensa sedimentação arenosa coluvial que integram o grupo das Coberturas Detríticas Pleistocênicas, recobrando a Formação Rio Farinha. O mapeamento procurou dar destaque a ocorrência dessa unidade tendo suprimido de ambos os segmentos, a citada cobertura.

No segmento posicionado na bacia do rio Feio identificou-se as fácies proximal, fácies *mid-fan* e distal, cujos afloramentos iniciam-se a pouco mais de 5 Km ao norte da ponte sobre o rio Farinha na rodovia BR-230, às proximidades da denominada "Estrada do Morro Alegre". Ali um corte da estrada expõe uma seqüência de rochas extremamente heterogênea, consistindo de conglomerados mal ou não estratificados e arenitos com estratificação cruzada, seixosos. Imersos em uma matriz argilo-sílica mal definida, ora aparecem seixos e matacões de quartzo e grandes blocos de arenitos com dimensões de 3 a 4 m, ora a seqüência é mais homogênea e não contém tais fragmentos, comportamento típico dos processos de *mud-flow*, identificando-se com a fácies de paraconglomerados de Bluck apud READING (1986). A separar a seqüência rica em fragmentos, ou detritos, daquela onde estes estão ausentes, ocorrem *lags* conglomeráticos evidenciando escavação por canais fluviais (Figura 3.9).

A cerca de 2 Km mais a norte, a seqüência exhibe apenas lentes ou lobos conglomeráticos intercalados a arenitos amarelados com estratificação cruzada, interpretados com fácies *mid-fan*. Neste afloramento a seqüência encontra-se afetada por falha transcorrente sinistral que desenvolve estrutura em flor negativa, contendo no bloco abatido rocha cataclásada com níveis conglomeráticos, ocorrendo, no piso, arenito creme-amarelado com estratificação cruzada (Figura 4.21.).



Figura 3.8 - Formação Rio Farinha, PT-136 - Afloramento representativo da sequência de leques aluviais, provável fácies proximal. Observam-se blocos de arenito (1) e lateritos (2). Na parte superior direita, grande bloco de arenito da Formação Sambaíba.

A sequência grada a 6 Km a norte para arenitos creme-esbranquiçados com estratificação cruzada tangencial, finos e bem selecionados, recobertos por um pacote que começa com um conglomerado contendo seixos e matacões de quartzo bem arredondados, e de arenitos, conglomerados, laterita e outros fragmentos de rocha. Este conglomerado separa o arenito creme-esbranquiçado da base de uma cobertura arenosa rica em seixos arredondados de quartzo, indicando novamente fluxo concentrado em canais fluviais (*lags*).

O que se considera como fácies distal desse segmento da Formação Rio Farinha, ocorre a 800 metros mais ao norte, em um corte dessa mesma rodovia, e consiste de uma sequência argilo-

síltica com porções arenosas, lateritizadas. A porção do topo, com 2 a 3 metros de espessura, apresenta geometria de lobos sigmoidais marcados pela concentração de seixos (*lags*), de dimensões decimétricas em sua base. Para as porções mais inferiores, as rochas são aparentemente maciças, ou seja sem a geometria de lobos sigmoidais, mas encontram-se bioturbadas e com fragmentos de rocha de variadas dimensões.

De acordo com READING (1986), a geração e preservação de espessas seqüências de conglomerados requerem substancial relevo topográfico e assim normalmente implica em atividade tectônica durante ou imediatamente antes da deposição. Muitos leques aluviais estariam associados com falhas normais e desenvolvimento de grabens e hemigrabens. Alguns seriam pós-orogênicos como o *Old Red Sandstone* na Noruega, enquanto outros estariam associados com rifteamento acentuado ou incipiente (*New Red Sandstone*). Existem ainda os que não são diretamente relacionadas às linhas de falha, mas são o preenchimento de bacias flanqueadas por áreas fontes soerguidas recentemente.

A seqüência de leques aluviais da Formação Rio Farinha, conforme depreende-se das características litológicas descritas, preserva significativos pacotes de rocha conglomerática os quais apontam para processos sedimentares com alta taxa de fornecimento de sedimentos, provenientes de áreas elevadas existentes às proximidades na época da sua deposição. Os dados de análise estrutural e tectônica levantados durante a pesquisa identificam a região do vale do rio Farinha e adjacências como uma região submetida a transtensão, resultante da interação entre dois sistemas de cisalhamento transcorrentes dextrais. As estruturas mais proeminentes são as bacias que acolheram a Formação Rio Farinha, sendo a do vale homônimo interpretadas como um

enorme rombograben, que se estende para a margem esquerda do Tocantins, controlando o curso do rio Campo Alegre, ao norte e do córrego Porção, ao sul (Figura 4.23).



Figura 3.9 - Formação Rio Farinha, PT-133. Afloramento representativo da seqüência de leques aluviais, provável fácies de *mid-fan*. Observam-se lobos sigmoidais (1) de dimensões decamétricas e intercalações de *lags* conglomeráticos interlobos.

O segmento posicionado na bacia do rio Feio mais ao norte, a julgar pela ocorrência de estrutura em flor negativa bem caracterizada ao longo da rodovia BR-230, parece representar um duplex direcional num segmento transtensivo do tipo release bend do Sistema transcorrente Rio Feio.

As dimensões da área transtensiva, no entanto, estão a evidenciar que tais bacias deveriam ser bem mais proeminentes, mas sua extensão alhures parece ter sido truncada pelo

aplainamento Pleistocênico (Ver capítulo 5), ou, de outra sorte, encontra-se recoberta por seus depósitos correlativos, ou seja, o grupo das Coberturas Detríticas Pleistocênicas.

As estruturas teriam se desenvolvido a partir de meados do Terciário, pois movimentaram superfícies de aplainamento geradas na primeira metade desse período, cujos depósitos correlativos são as Coberturas Detríticas Paleogênicas, e, além disso, fazem parte dos paraconglomerados da seqüência, blocos, matacões e seixos de lateritos, resultantes de uma edáfogênese vinculada aos mesmos processos que criaram as condições para o Aplanamento Paleogênico. Em vista do exposto a idade da Formação Rio Farinha deve ser pós-paleogênica, provavelmente pliocênica ou plio-pleistocênica.

3.7. COBERTURAS SEDIMENTARES PLEISTOCÊNICAS

A expressão Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleistocênicas também foi introduzida por DEL'ARCO (1984) E DEL'ARCO & MAMEDE (1985), em duas bem sucedidas tentativas de classificar e sistematizar as formações edafoestratigráficas de Mato Grosso e Goiás, e que foi adotada e estendida por BEZERRA et al. (1990) para outras áreas da Amazônia Legal. Segundo esses autores, compreendem aquelas formações superficiais predominantemente colúvio-aluviais, cujas origens estariam relacionadas aos processos erosivo-deposicionais e/ou intempéricos que se sucederam no Quaternário, até o estabelecimento da rede de drenagem holocênica, que no clima úmido atual tem provocado a erosão por dissecação e a alteração desses depósitos. Sua distribuição regional se dá preferencialmente sobre as grandes depressões do relevo, destacando-se

aqui as ocorrências verificadas sobre a Depressão do Parnaíba (BARBOSA et al. 1973b), unidade geomorfológica resultante do Aplainamento Pleistocênico.

Esta unidade é a que apresenta a maior distribuição espacial na área investigada, ocorrendo em permeio as mesas e chapadas residuais, uma vez que estão associadas aos processos erosivos atuantes durante o Quaternário que dissecaram a superfície paleogênica

BEZERRA et al. (op.cit) distinguem dois tipos principais de depósitos, sendo um representado por acumulações eluviais compostas por concreções lateríticas e o outro, seriam os depósitos detríticos, predominantemente colúvio-aluviais. Os depósitos verificados na área investigada enquadram-se principalmente nos do segundo tipo, sendo bastante restritas as exposições in situ de concreções lateríticas em face da natureza essencialmente arenosa e homogênea da rocha mãe, quando representada pelos arenitos da Formação Sambaíba, ou então, pelo desgaste erosivo das rochas basálticas, decorrendo a presença muito comum de concreções lateríticas segundo matacões e grandes blocos. No tocante aos depósitos detríticos sua ocorrência se verifica principalmente ao norte do paralelo da cidade de Carolina, recobrindo os vales e interflúvios aplainados, preenchendo baixos topográficos, e formando depósitos de piemonte e rampas de colúvio, no sopé das escarpas areníticas que sustentam as mesas e chapadas residuais, normalmente inclinados em direção aos vales, onde coalescem e se confundem com depósitos congêneres (Figura 3.10)

Litologicamente assemelham-se às areias das Coberturas Paleogênicas diferindo apenas no que se refere ao posicionamento altimétrico, posto que estas, via de regra, ocupam as áreas elevadas. No entanto, ao longo do bloco rebaixado por falhas normais da região de Wanderlândia, os dois grupos de cobertura estão em contato. Os depósitos detríticos pleistocênicos nesta região

são provenientes do desgaste e recuo progressivo de uma frente de cuevas geradas por falhas normais, em cujo teto, ou bloco rebaixado, encontram-se os depósitos detríticos paleogênicos, sendo extremamente difícil estabelecer seus limites, a não ser de forma aproximada ou inferida.

Em barrancos do rio Tocantins foram observadas espessuras superiores a 6 metros de cobertura arenosa (Figura 3.11)

A idade pleistocênica desses depósitos é inferida por sua relação genética com o Aplainamento Neo-Pleistocênico (BARBOSA et al., 1973 a, b e c, DEL'ARCO, 1984; DEL'ARCO & MAMEDE, 1985, BEZERRA et al., 1986, 1990).



Figura 3.10 - Coberturas Detríticas Pleistocênicas (PT-23). Rampas de colúvio desenvolvidas no sopé das escarpas em chapadas da região de Wanderlândia, formadas pelo desgaste erosivo da Formação Sambaíba.

3.8. ALUVIÕES HOLOCÊNICAS

Os depósitos aluvionares holocênicos mapeáveis na escala do mapa geológico anexo restringem-se à planície de inundação dos rios Tocantins, Manoel Alves Grande e Santana, e formam barras de areia no leito do Tocantins.

Os depósitos de Planície de Inundação, representados basicamente por sedimentos finos sob a forma de areias, siltes e argilas inconsolidadas, mas com algum cascalhos na base dos terraços, começam a aparecer desde o limite sul da área estendendo-se até pouco a montante do rio Manoel Alves Grande. Essa área permanece pantanosa com alguns lagos mesmo nas épocas das águas baixas, evidenciando características climáticas mais apropriadamente úmidas do que secas.

A partir daí, o rio drena áreas com planície muito pouco desenvolvida até atingir o paralelo de Carolina, onde começam a surgir os efeitos do meandramento imposto pelos soerguimentos ao norte e a oeste. Na margem côncava, sujeita a erosão, encontra-se a cidade de Carolina, posicionada sobre um terraço de erosão que rio abaixo adquire características aluvionares, mas de um evento mais antigo, evidenciando o soerguimento recente da área ou o rebaixamento do nível de base regional (Figura 3.12). Deste terraço faz-se a retirada de cascalhos (seixos) para serem utilizados como brita nas obras civis, causando significativa degradação ambiental, tendo em vista as características predatórias da lavra. Na margem convexa onde se situa a cidade de Filadélfia, ocorre sedimentação, com a construção de um depósito de barra longitudinal, que emerge nas águas baixas propiciando uma planície arenosa (*sand flat*) utilizada como balneário muito freqüentado mormente durante o mês de julho.

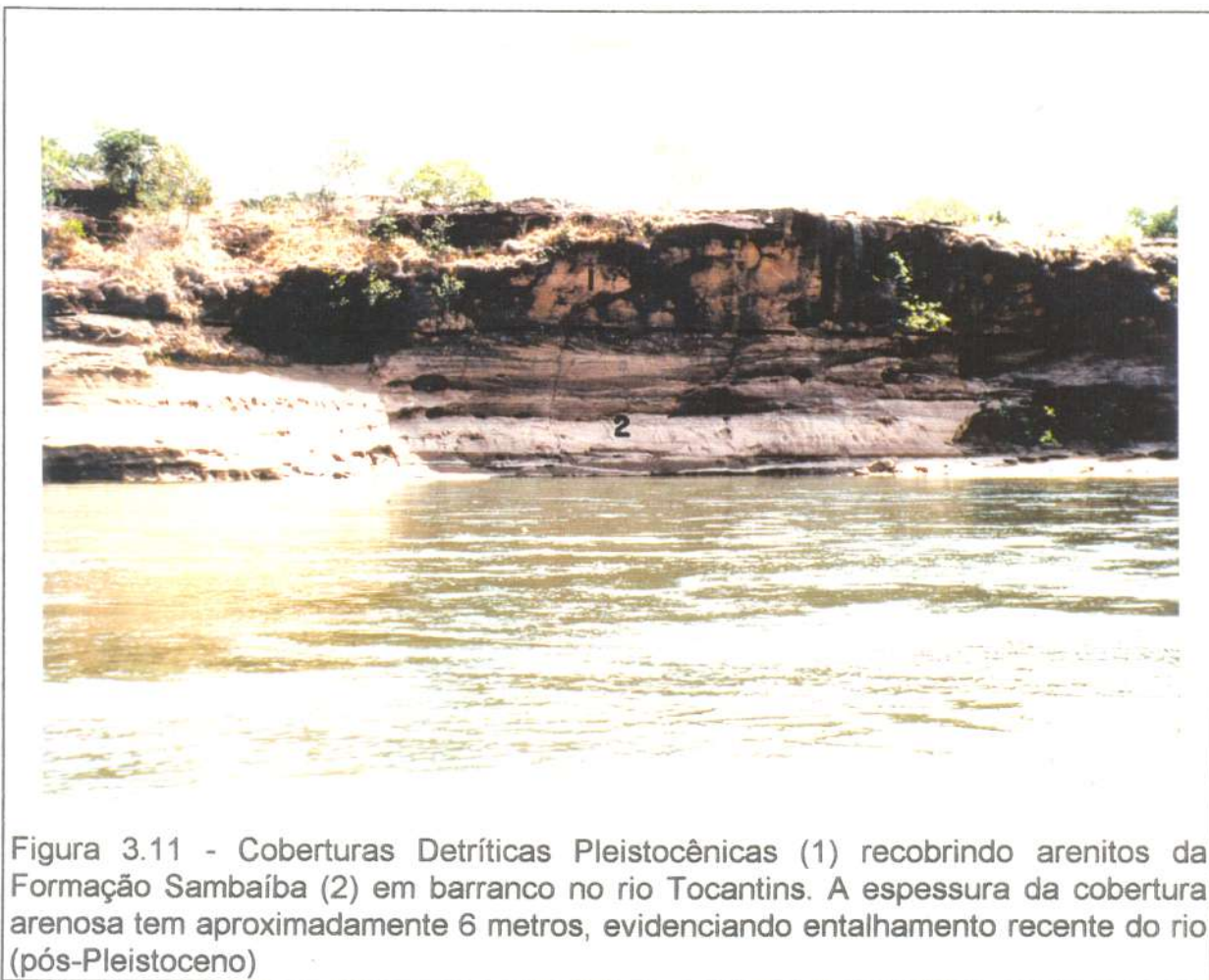


Figura 3.11 - Coberturas Detríticas Pleistocênicas (1) recobrando arenitos da Formação Sambaíba (2) em barranco no rio Tocantins. A espessura da cobertura arenosa tem aproximadamente 6 metros, evidenciando entalhamento recente do rio (pós-Pleistoceno)

A montante de Filadélfia acumula-se um grande depósito de planície de inundação que se estende até pouco a jusante da ilha dos Botes (barra longitudinal), marcando uma largura mais ou menos uniforme em torno de 2,5 Km. Depósitos também significativos encontram-se a jusante de Babaçulândia situada na margem sujeita a erosão, formando-se planícies de areia na margem oposta (côncava), emersa no verão, e um amplo depósito de transbordamento, alimentado nas enchentes. Daí para jusante adquire novamente o seu característico padrão retilíneo (*straight*), inicialmente na direção nordeste até a altura da ilha de São José e depois para norte, registrando

acumulações aluvionares na Ilha de São José, onde ocorrem *sandflats*, e imediatamente a jusante em face de um suave meandramento.



Figura 3.12 - Terraços do rio Tocantins, expondo material conglomerático matriz suportada, onde se faz a retirada de cascalhos para emprego em obras civis. O terraço indica surgimento recente da área com entalhamento do rio.

Nos afluentes do Tocantins, apenas no rio São Santana foi possível a individualização de depósitos aluvionares, os quais são caracterizados a partir de 8 Km a montante da foz, e desenvolveram-se às expensas de uma falha de direção aproximada E-W que funciona como um obstáculo ao escoamento das águas, provocando sedimentação daí para montante. Este quadro constitui uma evidência bastante significativa de movimentações neotectônicas na região investigada.

4. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL

4.1. INTRODUÇÃO

A inspeção dos mapas geológicos regionais que enfocam a Bacia do Parnaíba (NUNES et al., 1973 a, b e c, LIMA & LEITE, 1978; SCHOBENHAUS et al., 1981; e) permite visualizar concentrações de feições estruturais, caracterizadas principalmente como falhas, presentes nas bordas W, E e SE, e numa expressiva faixa em posição diagonal (direção NE-SW), onde se materializa o Lineamento Transbrasiliano definido por SCHOBENHAUS et al. (op. cit.).

Tais concentrações, visualizadas desde KEGEL (1966), e enfatizadas por CUNHA & CARNEIRO (1972) e PETRI & FÚLFARO (1983) (Figura 4.1), foram interpretadas por COSTA et al. (1991) como reativações de estruturas pré-cambrianas do embasamento: as da borda W como reativações das zonas de fraqueza do Cinturão Araguaia denominadas por KEGEL (op. cit.) de Lineamento Tocantins-Araguaia; as da borda E associadas à zonas transcorrentes submeridianas; as da borda sudeste seriam paralelas às zonas de cavalgamento e foliação da faixa que se estende pela região de São Raimundo Nonato Curimatá, no sudeste e sul do Piauí; o Lineamento Transbrasiliano, por sua vez, seria uma feição pré-cambriana reativada.

Com base na distribuição dessas discontinuidades, COSTA et al. (1991) delineia uma compartimentação estrutural para a Bacia do Parnaíba, na forma de duas porções triangulares maiores, denominadas de compartimentos ocidental e oriental, separadas pelo Lineamento Transbrasiliano, e limitadas pelos feixes de falhas das bordas W, E e SE

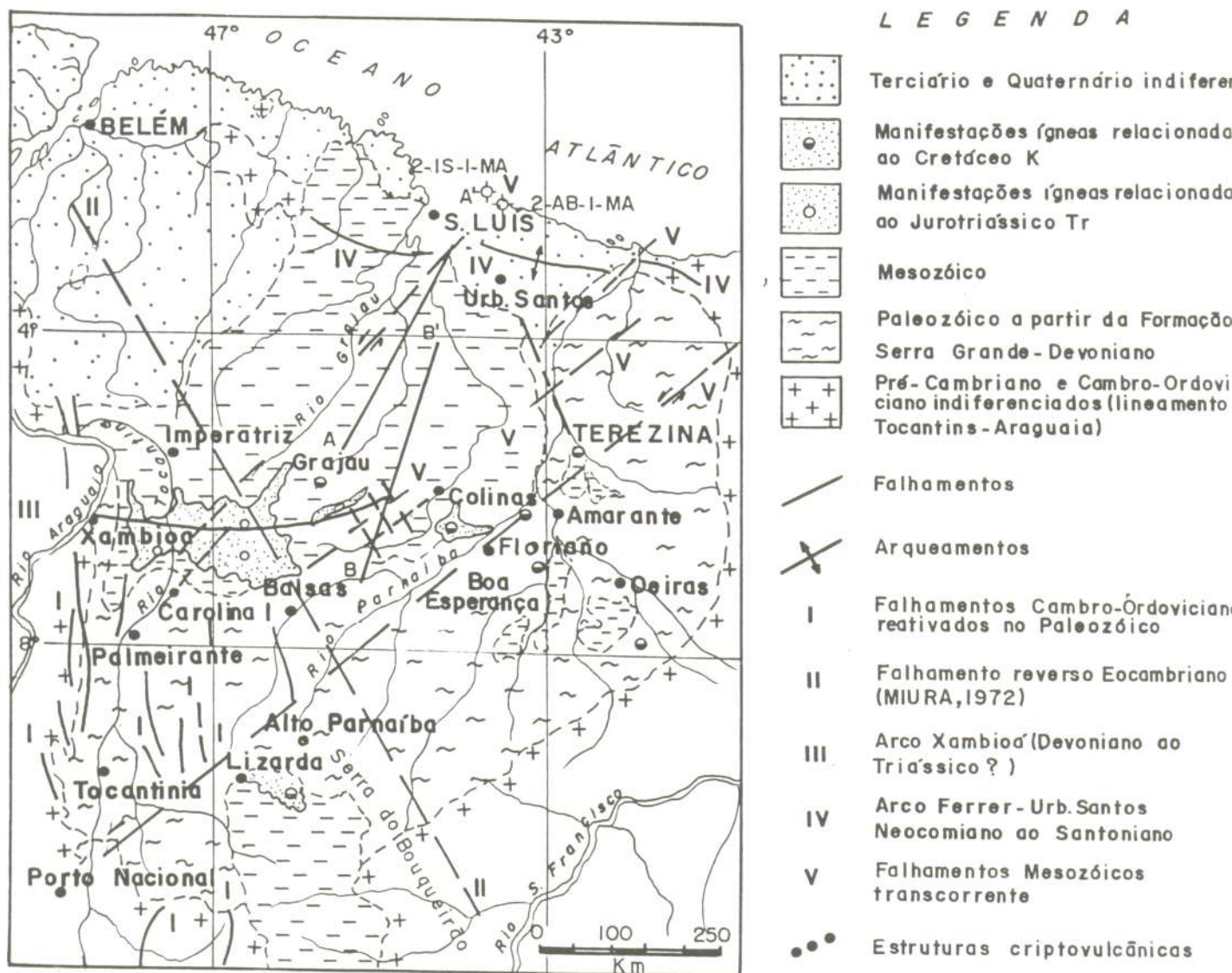


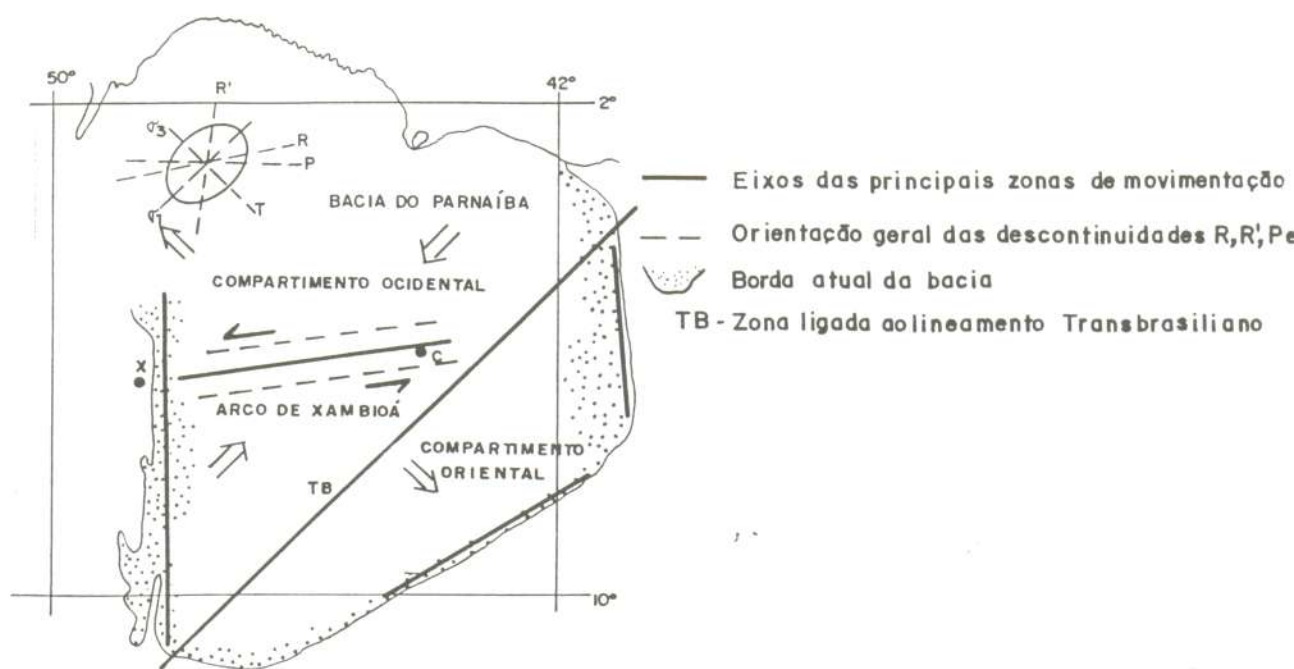
Figura 4.1 - Esboço tectônico da Bacia do Parnaíba, segundo CUNHA & CARNEIRO (1972). Neste esboço não se encontram representadas as estruturas da porção central da bacia, as quais por afetarem em grande parte sedimentos eólicos, foram interpretadas por estes autores como *seif-dunes*. Os basaltos Mosquito nessa interpretação teriam extravasado nas zonas interdunas, o que explicaria a orientação das Mesas de Carolina.

Paralelamente, HASUI et al. (1991) destacam a presença de diversas feições estruturais e morfoestruturais na região norte do Estado do Tocantins e sudeste do Maranhão dentre as quais

uma faixa de direção ENE-WSW, de 100 Km de largura entre Estreito e Carolina, em que aparece um padrão estrutural marcado essencialmente por descontinuidades com direção em torno de N80-85E. Os autores citados relacionam o seu desenvolvimento a movimentações ao longo da zona axial do Arco Xambioá-Terezina (AGUIAR, 1971) que teriam ocorrido principalmente entre o Ordoviciano e o Triássico de caráter transcorrente sinistral; do Jurássico até o Eoceno, transcorrente dextral; e do Mioceno ao Recente novamente transcorrente dextral (Figura 4.2).

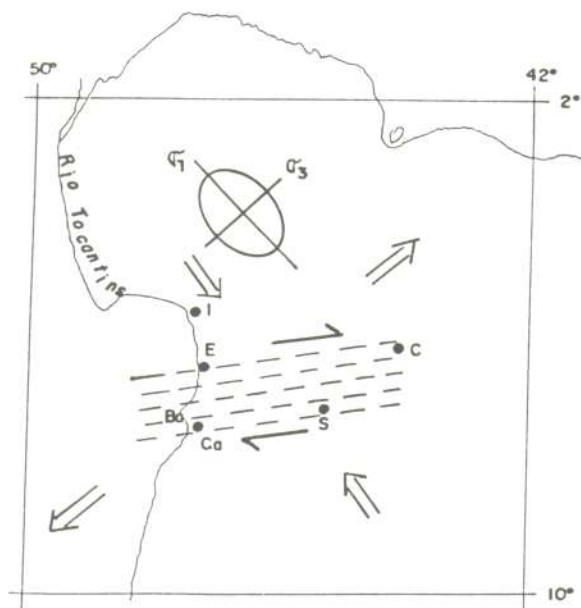
HASUI et al. (op.cit) ressaltam que, no Mesozóico, essa faixa condicionou a borda sul da Bacia do Parnaíba, de modo que, dela para norte acumulou-se o pacote sedimentar Juro-Cretáceo (formações Corda, Pastos Bons, Codó, Grajaú e Itapecuru), ao longo dela incidiu o magmatismo básico marcado pelos basaltos das formações Mosquito, Sardinha e por diques de diabásio, e, ao sul, configurou-se o bloco alto que separa a "Bacia Mesozóica do Parnaíba" da bacia Alto-Sanfranciscana .

LIMA (1992) denominou a esta faixa de Lineamento Tianguá-Carolina, enquanto que LIMA (1995) e LIMA & COSTA (1996) definem o arcabouço estrutural da bacia como um todo, em termos de três domínios estruturais denominados de Norte, Sul e Oeste (Figura 4.3). A Região de Carolina estaria situada nos limites entre os domínios Norte e Oeste, materializado através do Lineamento Tianguá-Carolina. Destaca-se o grande número de estruturas identificadas por esses autores nos domínios da Bacia do Parnaíba, e o fato de não ter sido incluído no lineamento, as estruturas que balizam a serra das Alpercatas, que sem dúvida, se constituem numa continuidade das observadas em Carolina.

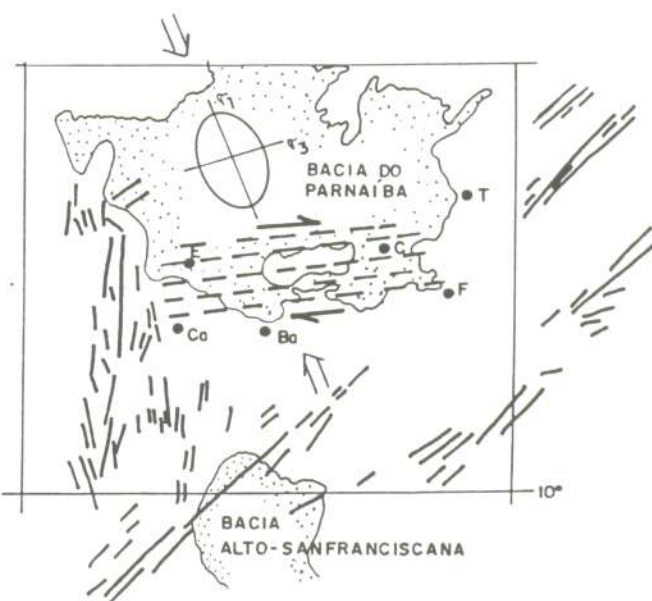


Ordoviciano/Triássico.

- Falhas maiores
- - - Orientação das falhas principais da borda Sul da Bacia do Parnaíba



Mioceno- Recente (Neotectônica)



Jurássico-Eoceno
(Reativação Sul-Atlântica)

- | | |
|------------------|---------------------------------|
| B - Babaculândia | E - Estreito |
| Ba - Balsas | I - Imperatriz |
| C - Colinas | S - S. Raimundo das Mangabeiras |
| Ca - Carolina | |
| X - Xambioá | |

Figura 4.2 - Movimentações ao longo do Arco Xambioá-Terezina (HASUI et al, 1991)

GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (1996) reconhecem ao longo da referida faixa um sistema de *rifts* interiores orientados segundo as direções ENE-WSW e NNE-SSW, desenvolvido no Jurássico em decorrência da desagregação do Supercontinente Gondwana. Seu desenvolvimento teria provocado o abatimento da região central da Província Sedimentar do Meio - Norte, gerando o que denominaram de Bacia das Alpercatas com área de 70.000 km² e 200 metros de espessura, preenchida por sedimentos flúvio-lacustres relacionados às formações Pastos Bons e Corda, e rochas básicas associadas (formações Mosquito e Sardinha) de idades jurássica e eo-cretácea.

No Cretáceo, com a abertura do Atlântico, a sedimentação deslocou-se para outros sítios deposicionais, configurando ao norte a "Bacia do Grajaú" com depósitos eólicos e lagunares (formações Codó, Grajaú e Itapecuru). (Figura 1.6)

A Região de Carolina, que compreende uma pequena fração da Bacia do Parnaíba (apenas 2% de sua área total), ou das bacias do Parnaíba e das Alpercatas de GÓES (1995) e GÓES & COIMBRA (1996), localiza-se na extremidade sudoeste do Lineamento Tianguá-Carolina de LIMA (1992, 1995) e LIMA & COSTA (1996), e, em toda a região oeste, em parte da leste e na porção centro-norte, aparecem elementos estruturais pertencentes ao denominado Lineamento Tocantins-Araguaia de KEGEL (1966) também chamado de Lineamento Rio Vermelho por LIMA & COSTA (1996) (Figuras 4.3 e 4.4)

Essas duas estruturas, em face da investigação ora realizada, em verdade comportam vários feixes e zonas ou sistemas de cisalhamento em que se percebe movimentações de blocos, que isolam áreas ou "fatias" de rochas menos deformadas enquadrando-se no conceito de Cinturões de Cisalhamento (*shear belts*), empregado por HASUI & COSTA (1991).

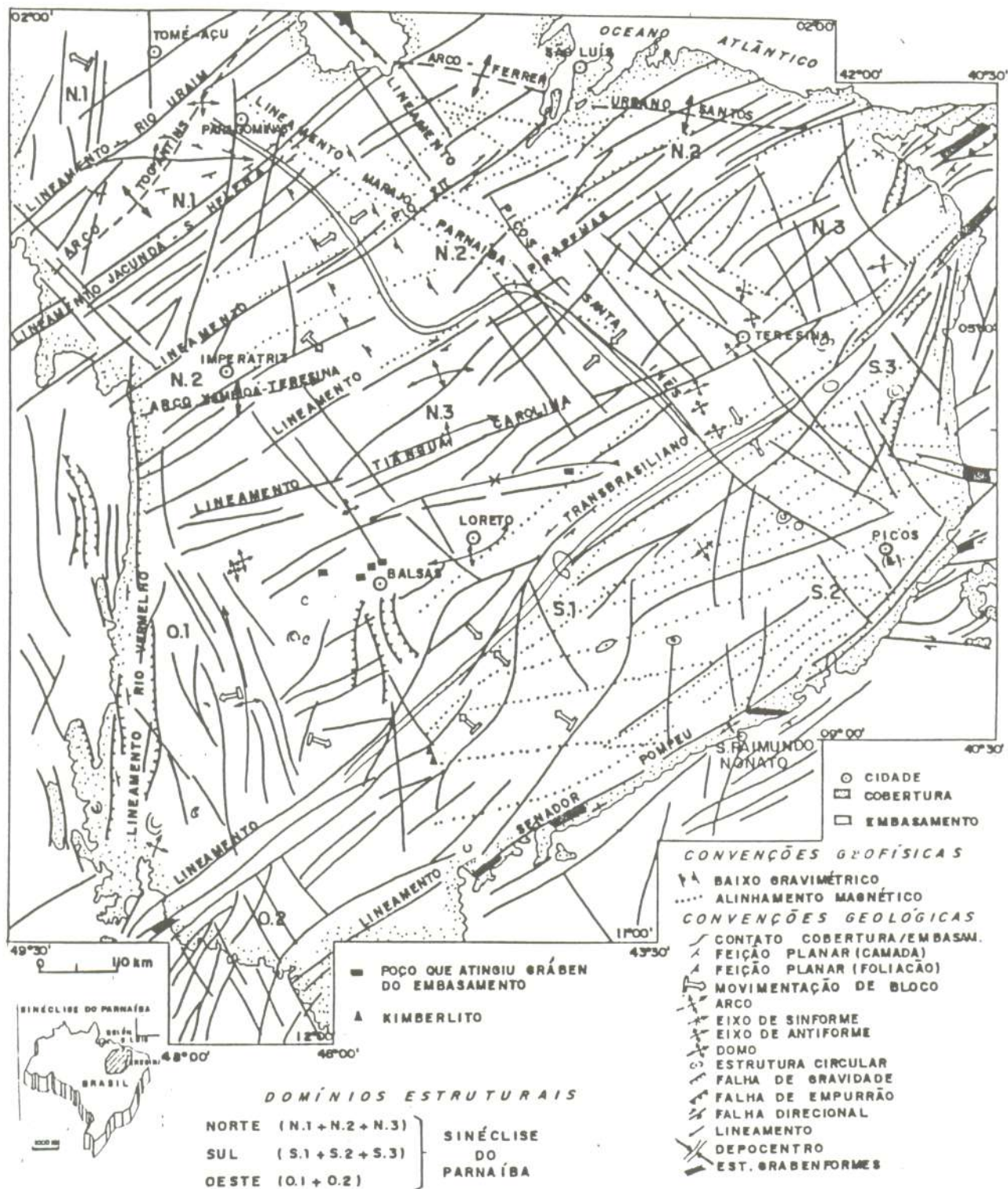


Figura 4.3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba e de seu embasamento (segundo LIMA & COSTA, 1996)

Neste contexto as estruturas presentes na área investigada arranjam-se em termos de dois Cinturões de Cisalhamento: O Cinturão de Cisalhamento Tianguá-Carolina de caráter neotectônico transcorrente e o Cinturão de Cisalhamento Tocantins-Araguaia (Lineamento Rio Vermelho de LIMA & COSTA, 1996, Figura 4.3), oblíquo mas com predomínio da componente extensional (Figuras 4.5 e 4.6).

Os dados existentes, conforme demonstrado nos trabalhos citados, apontam para uma evolução paleotectônica concretizada através de pelo menos dois eventos cinemáticos. O primeiro ocorrido no Juro-Cretáceo, foi acompanhado de um expressivo vulcanismo básico materializado nos basaltos da Formação Mosquito e na abertura da bacia que acolheu os sedimentos das formações Corda e Pastos Bons (GÓES, 1995 e GÓES & COIMBRA, op. cit). A distribuição das lavas básicas e dos sedimentos que preenchem a bacia das Alpercatas, segundo uma direção coincidente com a do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, são indicativos de que a movimentação associada ao evento cinemático Juro-Cretáceo foi particularmente importante ao longo desse cinturão .

O segundo evento cinemático paleotectônico viria ocorrer no início do Cretáceo, e responde, na área em pauta, pela colocação de diques básicos orientados em direção submeridiana, e, regionalmente, por soerguimentos ao longo dos Cinturões Tianguá-Carolina e Tocantins-Araguaia, gerando uma área deprimida no norte da Bacia do Parnaíba e ao norte da Bacia das Alpercatas, onde HASUI et al. (1991) visualizaram a Bacia Cretácea do Parnaíba, e que GÓES (1995) denominou de Bacia do Grajaú, preenchida pelos sedimentos das Fomações Codó e Itapecuru.

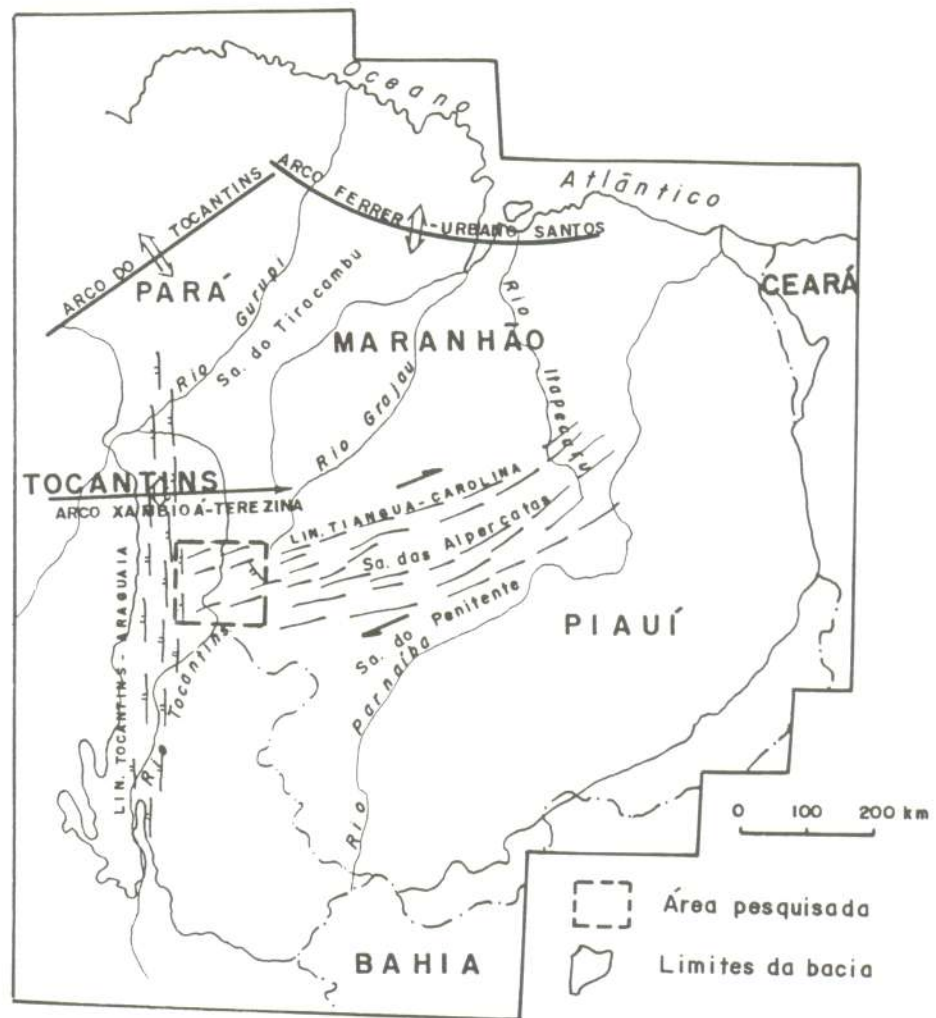


Figura 4.4 - Distribuição regional esquemática dos lineamentos Tocantins-Araguaia e Tianguá-Carolina na Bacia do Parnaíba e em relação a área pesquisada.

Adicionalmente, HASUI (1990), fez uma abordagem global para o território brasileiro sobre a neotectônica, e sobre a influência de zonas de fraqueza crustal no desenvolvimento de processos e feições geológicas, e, principalmente, como sítios de alívio das tensões intraplaca, em face da tectônica ressurgente. Entre as questões fundamentais discutidas pelo autor dentro do quadro neotectônico, está a observação de que o Brasil se insere num cenário de uma placa litosférica em movimento para WNW, com movimentos epirogenéticos positivos e, menos

expressivamente, negativos. As tensões existentes, seriam induzidas pelos deslocamentos das bordas das placas, em essência envolvendo compressão horizontal WNW-ESE.



Figura 4.5 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:1.000.000. Na imagem encontram-se delimitadas as principais estruturas observadas na área. As do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina orientam-se ENE-WSW e interagem com falhas normais NW-SE compondo um mosaico de romboedros, representativos de altos (horstes) e baixos estruturais, às vezes com desenvolvimento de bacias de afastamento como em 1 e 2. No Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia ocorrem falhas normais de direção N-S.

O autor admite que, como o movimento da placa se dá sobre a esfera terrestre, ele deve ser assimilado em termos de rotação em torno de um eixo imaginário, perpendicular a superfície; esse movimento é rotacional e horário, induzindo tensões segundo um binário dextral, cuja

expressão estrutural seria dada eminentemente através de falhas de caráter ressurgente, condicionadas pelas zonas de cisalhamento e suturas da estruturação de primeira ordem, antiga, da crosta no território. As falhas são predominantemente transcorrentes, mas outros tipos também podem aparecer, em função do ângulo entre as feições reativadas e as tensões.

Os dados coletados na área em pauta, e que serão detalhados a seguir mostram significantes reflexos das tensões neotectônicas sobre a estruturação antiga da área investigada, significando um terceiro evento cinemático a movimentar as estruturas dos Cinturões Tianguá-Carolina e Tocantins-Araguaia, com fortes influências na elaboração da paisagem atual.

4.2. DOMÍNIOS E SUBDOMÍNIOS ESTRUTURAIS

4.2.1. Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina

O Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina compõe-se de várias zonas ou sistema de cisalhamento, orientadas preferencialmente na direção ENE-WSW, que interagem através de zonas transtensivas (Figura 4.5). Para facilidade de descrição elas receberam denominações locais identificando-se assim as seguintes estruturas (Figura 4.6):

- Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída
- Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca
- Sistema Transcorrente Rio Feio
- Sistema Transcorrente AltoArraias-Itapecuru

- Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre

- Zona Transtensiva Alto Itapecuru - Carolina

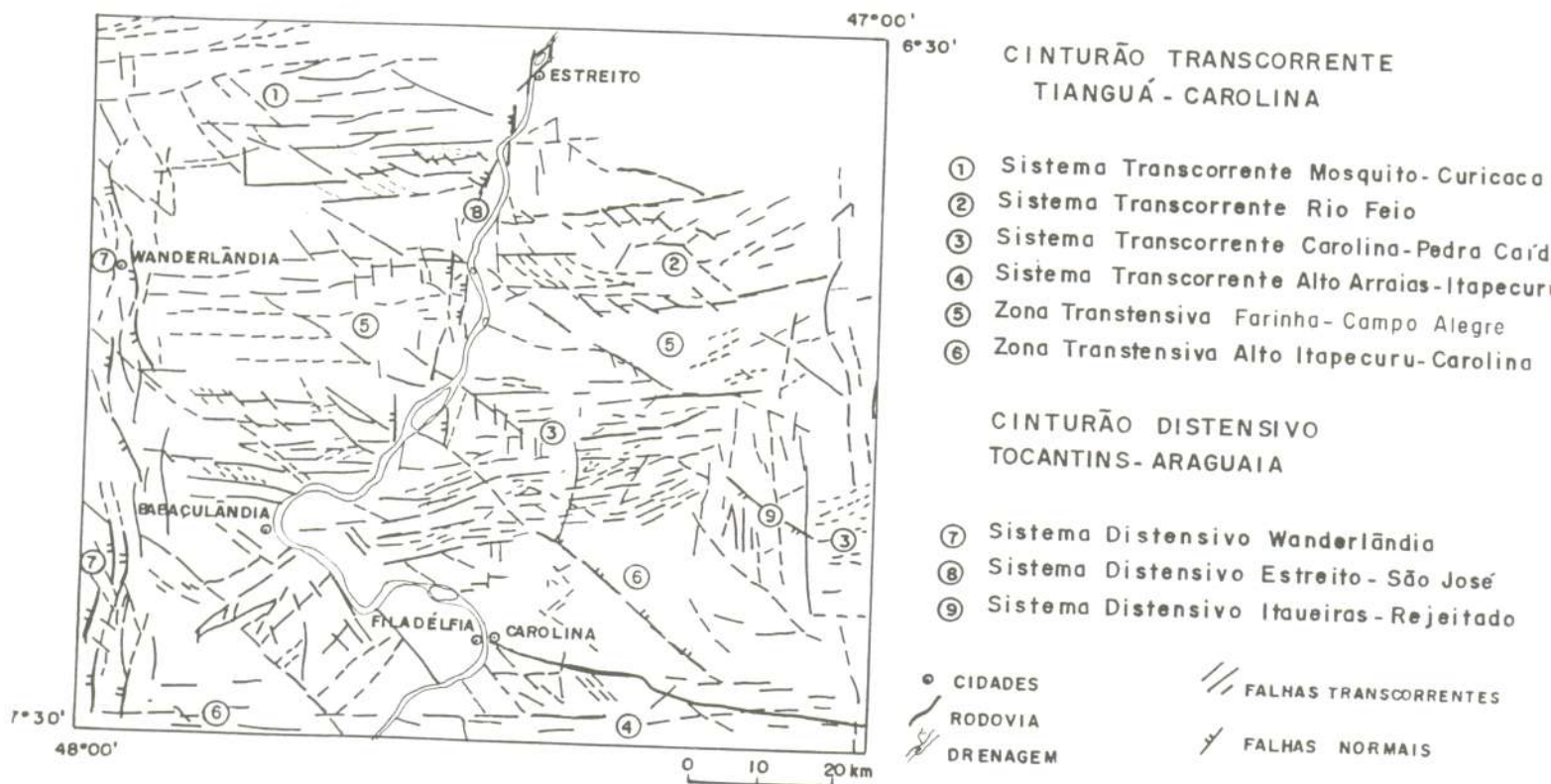


Figura 4.6 - Compartimentação Estrutural da região de Carolina.

4.2.1.1. Sistema Transcorrente Carolina - Pedra Caída

Este é o mais importante elemento estrutural do Cinturão Tianguá-Carolina, dispondo-se segundo a direção geral ENE-WSW, na porção central da área, onde responde por um padrão essencialmente retangular da rede drenagem, pela sinuosidade do rio Tocantins nas proximidades de Carolina, e, principalmente, pelo alinhamento preferencial dos elementos morfológicos, em particular das chamadas "Mesas de Carolina". É longo de mais de 110 Km, com uma largura média em torno de 20 Km em sua porção central, atingindo em alguns locais, como na extremidade ocidental, mais de 30 Km. O Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, em direção a Oeste, a partir do curso do rio Tocantins bifurca-se para SW e WNW, confundindo-se no limite oeste com as estruturas do Sistema Distensivo Wanderlândia.

Ao longo da faixa, desenvolvem-se inúmeras formas geométricas de romboedros e sigmóides, transtensivas e transpressivas, estas imprimindo importantes feições de encurtamento, como pode ser visualizado no Morro da Mutamba -PT-163 (Figura 4.7) a norte de Carolina.

As formas geométricas desenvolvidas nos segmentos transtensivos, e que são os mais comuns ao longo do cinturão, são principalmente flores negativas que respondem por basculamentos deduzidos a partir das variações no caimento do topo das mesas e chapadas de Carolina (veja perfis nos mapas anexos A e B), e por seu desenho característico, observado em diversas escarpas ao longo do perfil da BR-230, entre Estreito e Carolina ou na vertente sul da Serra. Grande (Figura 4.8), a noroeste de Carolina.

Feições comuns vistas em planta são típicos desenhos em Z (Figura 4.9), construídos por agrupamentos de mesas e chapadas, principalmente nas áreas mais dissecadas, evidenciando assim

uma movimentação dextral predominante, corroborado por indicadores cinemáticos como os ressaltos ao longo dos planos de falha, que quando mergulham para norte, mostram escalonamento para leste, e quando o plano mergulha para sul, ocorre o inverso. As feições observadas em segmentos transpressivos como no morro da Mutamba, a noroeste de Carolina, são falhas de cavalgamento associadas a dobras e falhas inversas desenvolvidas para acomodar a deformação compressiva (Figura 4.7)

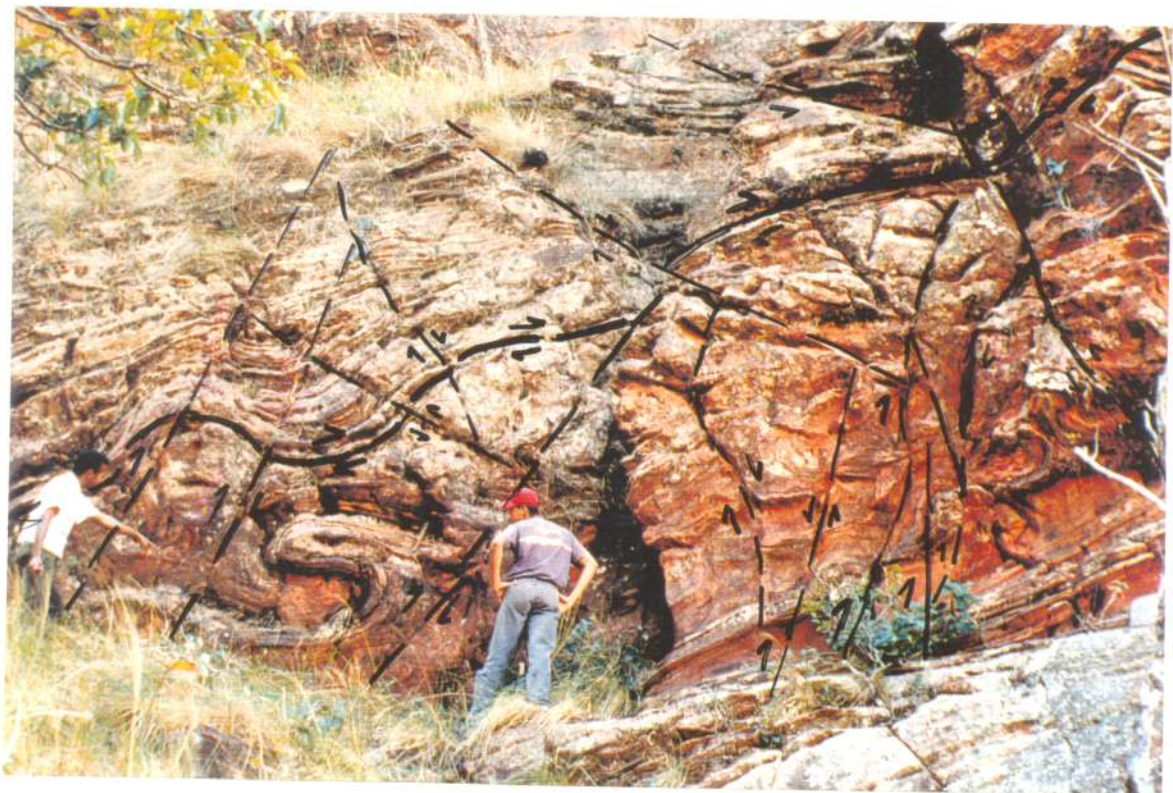


Figura 4.7 - Formação Sambaíba, PT-163. Segmento transpressivo de falhas transcorrentes dextrais do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída. Observar o plano de cavalgamento marcado por traços mais grossos e planos de falha (rampas?) e dobramentos desenvolvidos para acomodar a deformação.

Neste sistema os elementos estruturais mais proeminentes são falhas transcorrentes de direção ENE-WSW e movimentação dextral, e secundariamente as falhas de direção em torno de N50°-60°E, e movimentação, ora sinistral ora dextral. É seccionado por falhas normais de direção em torno de N45°-60°W, que no conjunto formam um mosaico de estruturas sigmoidais e romboédricas, produzindo estruturas de afastamento e altos estruturais (Figuras 4.5 e 4.6).



Figura 4.8 - Formação Sambaíba, PT-166. Segmento transtensivo ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, com planos de falha obliquas dextrais, afetando a Formação Sambaíba, e formando arranjos geométricos de flores negativas.. As falhas inclinadas para a esquerda orientam-se N60E, e as inclinadas para a direita, N20E.

Foram visitados vários afloramentos com exposição de rochas com feições de uma forma ou de outra deformadas em decorrência da evolução tectono-estrutural desse sistema transcorrente. As estruturas planares e lineares reconhecidas tiveram suas atitudes medidas objetivando-se uma minuciosa qualificação e quantificação das características litoestruturais observadas a nível mesoscópico, como base para as interpretações geométrica e cinemática, à luz de diagramas estatísticos. O mais importante deles, codificado como PT-140, encontra-se na BR-230, a 42 Km ao norte de Carolina, e representa um contato por falha oblíqua dextral entre arenitos da Formação Sambaíba e basaltos da Formação Mosquito, onde foram obtidas trinta medidas de atitude de planos de falha e de estrias de slickensides associadas aos mesmos. (Figura 4.10)

A orientação geral do plano de falha, medida no afloramento, encontra-se em torno de $N65^{\circ}-70^{\circ}E/30^{\circ}NW$ (ou $30^{\circ}/325^{\circ}-330^{\circ}$ Az), mas as medidas dos pequenos planos de falha que conformam a zona de cisalhamento demonstram uma acentuada dispersão de valores nas direções NW-SE e NE-SW (Figura.4.11), embora os mergulhos desses planos mostrem uma certa concentração para o quadrante NW.

A plotagem desses valores no diagrama de frequência de polos apresenta uma distribuição grosseiramente linear, pelo hemisfério sul do estereograma, observando-se algumas concentrações sob a forma de máximos, com destaque para o conjunto posicionado a sudeste que representa o de maior concentração, com ponto central em torno de $40^{\circ}/S45^{\circ}E$. Com auxílio do software Stereonet, obteve-se o traçado da guirlanda média, a qual se situa em posição ortogonal ao círculo máximo que apresenta a melhor distribuição dos pontos de maior concentração de pólos (Figura 4.12).



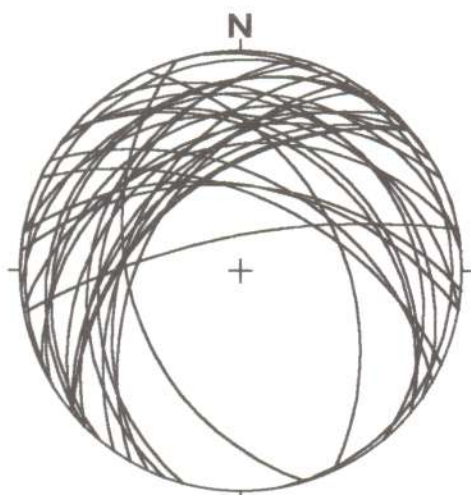
Figura 4.9 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:200.000. Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída com as feições de relevo desenhando figuras geométricas em Z, evidenciando movimentação dextral.

No diagrama da Figura 4.13, foram plotados os valores das estrias medidas em cada um dos planos de falha mencionados, as quais também denotam uma certa dispersão ao longo da parte central do estereograma, com distribuição grosseiramente E-W, mas com um predomínio de valores indicando mergulho para NW, direção coincidente com a do plano de falha.



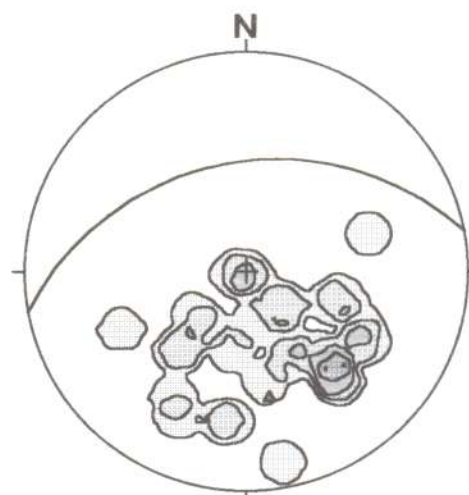
Figura 4.10 - Sistema Transcorrente Carolina - Pedra Caída, PT-140. Plano de falha, no contato entre as formações Sambaíba e Mosquito, mostrando estrias de sliken-sides -S- em posição próxima da horizontal indicando movimentação transcorrente, com ressaltos -R- voltados para o lado esquerdo da foto indicando cinemática dextral.

No diagrama da Figura 4.14, confeccionado com auxílio do software Trade, os valores das atitudes dos planos de falha e das estrias, num total de 26 medidas aceitas pelo programa, foram analisados segundo o método de Arthaud, numa tentativa de se determinar a posição dos tensores durante o evento cinemático gerador das transcorrências. Segundo esse método e utilizando-se o diagrama de Schmidt-Lambert, o círculo máximo que passa pela projeção da estria de falha e o polo de seu plano, define uma guirlanda cujo polo representa o vetor movimento do plano de falha.



N=30 - Schmidt-Lambert - semi-esfera inferior.

Figura 4.11 - Sistema Transcorrente Caro-lina-Pedra Caída- PT.140. Projeção ciclo-gráfica de planos de falhas oblíquas dextrais afetando arenitos da Formação Sambaíba e basaltos da Formação Mosquito. Notar a acentuada dispersão na direção dos planos enquanto que a orientação do mergulho encontra-se predominantemente para NW.



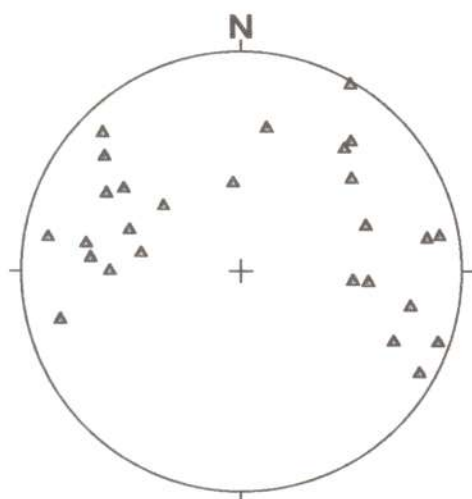
N=30 - Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.12.- Sistema Transcorrente Caroli-na-Pedra Caída -PT.140. Diagrama de fre-qüência de polos dos planos de falhas oblíquas dextrais afetando arenitos da Formação Sambaíba e basaltos da Formação Mosquito. Os polos distribuem-se linearmente pela porção inferior do estereo-grama, permitindo a definição de uma guirlanda média orientada N70°E/42°NW.

A distribuição do conjunto de pólos representativos das falhas observadas no PT-140, mostra os vetores movimentos formando agrupamentos sob a forma de máximos, distribuídos e voltados para o quadrante NW, ajustando-se a um círculo máximo que define uma guirlanda, correspondente ao plano médio de movimentação, cuja atitude está em torno de 28°/N52W. O vetor médio definido pelo programa, posiciona-se sobre o plano de movimentação, e apresenta atitude 16°/N12°E (posição 3 na Figura 4.14).

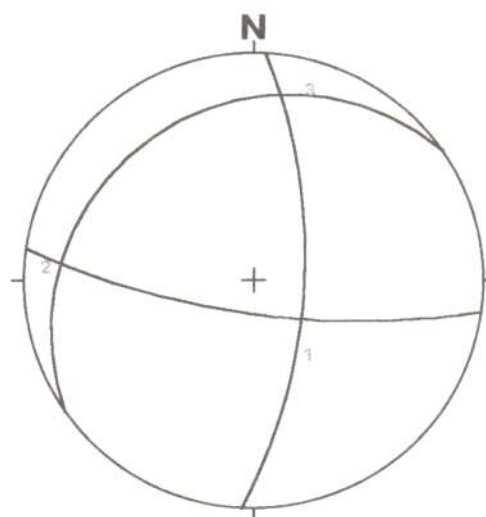
Considerando-se que a movimentação ao longo dos planos de falha é oblíqua dextral, conclui-se que o vetor movimento médio é coincidente com a posição de σ_3 (16°/N12°E); σ_1 e σ_2 estariam a cerca de 90° de σ_3 . Admitindo-se o regime tectônico como extensional σ_2 teria

inclinação próximo da horizontal, com atitude em torno de $10^\circ/\text{N}85^\circ\text{W}$ (posição 2 na Figura 4.14), e σ_1 próximo da vertical, e situado nas em torno da porção central do estereograma com atitude $63/\text{S}35\text{E}$.(posição 1 na Figura 4.14) .



N=30 - Schmidt-Lambert - semi-esfera inferior.

Figura 4.13 - Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-140. Dagrama com a plotagem das medidas das atitudes de estrias de falhas oblíquas dextrais, mostrando uma maior concentração de valores apontando mergulho para o quadrante noroeste, havendo também alguns para nordeste e sudeste.



N=26, Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior

Figura 4.14 - Sistema Transcorrente Carolina Pedra Caída, PT-140. Posição dos eixos de tensão calculada pelo método de Arthaud. Em regime transcorrente: 1- σ_2 ; 2- σ_1 ; 3- σ_3 ; em regime extensional: 1- σ_1 ; 2- σ_2 ; 3- σ_3 .

Alternativamente, a estrutura ter-se-ia desenvolvido num contexto tectônico transcorrente, decorrendo ser o vetor posicionado nas proximidades da porção central do estereograma, o correspondente ao tensor σ_2 , e aqueles mais próximos do círculo máximo os correspondentes a σ_1 ($10^\circ/\text{N}85^\circ\text{W}$) e σ_3 ($16^\circ/\text{N}12^\circ\text{E}$) (Figura 4.14).

Na extremidade oeste do sistema transcorrente, no ponto em que a rodovia TO-388 desce a serra das Araras para o lado de Babaçulândia, ocorrem arenitos cisalhados bastante silicificados e brechas de falha. Nos arenitos silicificados ocorrem planos de movimentação orientados N60°E/55NW e estrias de slickensides com atitude 35°/N55°E, evidenciando uma movimentação predominantemente transcorrente. Ocorrem ainda localmente, fanglomerados lateritizados (Formação Rio farinha ?) contendo blocos de arenito e quartzito de dimensões métricas.

Em diversos afloramentos posicionados ao longo da área de influência do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, também foram efetuadas medidas de atitudes de juntas, estruturas desenvolvidas ubiquamente nos arenitos da Formação Sambaíba por praticamente toda a área. No PT-139, por exemplo, localizado a 400 metros ao norte da falha correspondente ao PT-140, a análise do diagrama de frequência dos pólos das atitudes de juntas demonstra concentrações sob a forma de máximos posicionados a NNE e a ESE do estereograma, os quais definem duas guirlandas representativas de um padrão conjugado de fraturas verticalizadas, orientadas preferencialmente segundo N13E/70NW e N58W/86SW (planos demarcados com traços contínuos na Figura.4.15). Concentrações menos significativas, posicionadas ao sul de cada um dos máximos mencionados, parecem definir padrões de juntas secundárias (plano demarcado com traços interrompidos ou pontilhados), cujas projeções ciclográficas se interceptam com os planos representativos dos padrões principais em pontos muito próximos do estereograma. No diagrama de roseta da Figura 4.16 , estão bem evidenciados os dois sistemas de juntas principais e pelo menos um sistema secundário.

Evidencia-se portanto a existência de quatro famílias de juntas no afloramento, sendo duas principais compondo sistemas que se interceptam segundo ângulos de aproximadamente 60° e 120° (ângulos complementares), e dois secundários em posição intermediária aos sistemas principais. Este quadro geométrico parece típico de um regime de cisalhamento coaxial rúptil para a formação dessas juntas, o que, se verdadeiro, e à luz do modelo teórico, as guirlandas principais poderiam ser interpretadas como representantes das juntas de cisalhamento, a guirlanda secundária, situada em posição intermediária ao ângulo agudo entre as guirlandas principais, representaria o feixe de juntas de distensão (guirlanda tracejada na Figura 4.15), e a guirlanda secundária, posicionada em meio ao ângulo obtuso, caracterizaria o feixe de juntas de relaxamento do campo de tensões (guirlanda pontilhada na Figura 4.15). (Figura 4.17).+

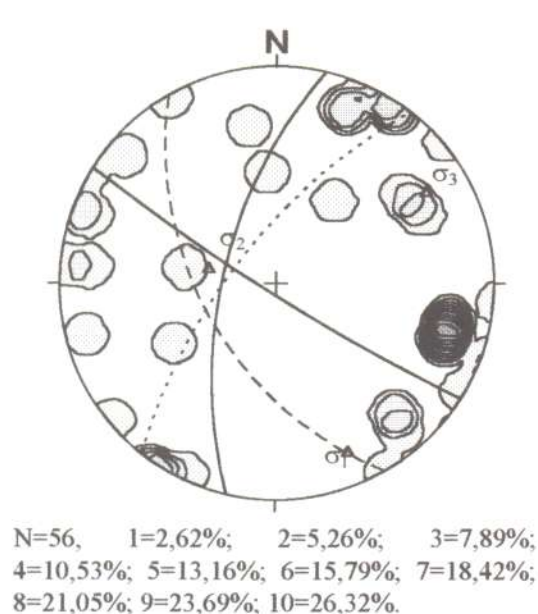


Figura 4.15 - PT -139. Diagrama Schi-midt-Lambert, semi-esfera inferior. Frequência de polos para sistemas de juntas desenvolvidas em provável regime coaxial, nos arenitos da Formação Sambaíba e a determinação dos eixos de tensão: σ_1 -16/157; σ_2 -64/282; σ_3 -21/59.

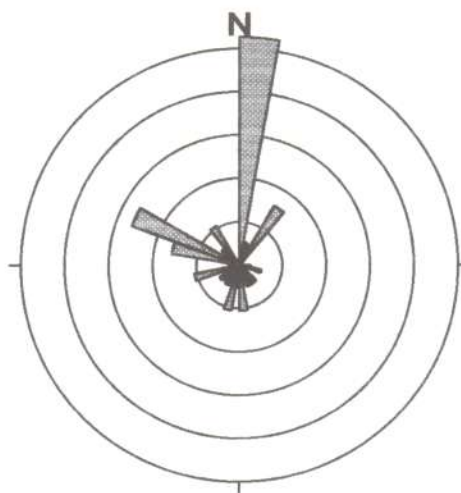


Figura 4.16 - Diagrama de roseta para juntas do PT-139. Notar os dois sistemas principais (fraturas de cisalhamento) orientados NNE e WNW, o de relaxamento orientado para NE, não estando bem evidenciada a orientação correspondente as fraturas de partição.

Obviamente que tal interpretação deve ser absorvida com bastante reservas tendo em vista a natureza não-coaxial dos regimes tectônicos impostos à Formação Sambaíba no contexto da área em pauta, em especial os que movimentaram o Sistema Transcorrente Tianguá-Carolina, sendo o padrão coaxial aceito somente em situações bastante especiais, como função das condições reológicas e geométricas do corpo rochoso submetido às tensões, e com ocorrência de uma forma localizada, como parece ser o caso do PT-139. Não obstante, e de acordo com RAMSAY & HUBER (1987) e HASUI & COSTA (1991), em regime coaxial as fraturas de partição são perpendiculares a σ_3 e contêm os eixos σ_1 e σ_2 . Fraturas devidas à descarga de tensões (relaxamento) são perpendiculares a σ_1 , contendo os eixos σ_2 e σ_3 . As fraturas de cisalhamento, por seu turno, contêm σ_2 , formam um ângulo em geral agudo com σ_1 (em torno de 30°) e obtuso com σ_3 , interceptam-se segundo a direção de σ_2 , e têm σ_1 e σ_3 como bissetrizes aguda e obtusa.

Com base nessas premissas, no tocante às tensões que desenvolveram as juntas do PT-139, a posição de σ_2 pode ser definida no estereograma da Figura 4.14, no ponto central do triângulo formado pela interceção das guirlandas representativas das fraturas de cisalhamento (guirlandas contínuas) e de partição (guirlanda tracejada). O eixo σ_2 , nesse caso, estaria próximo a porção central do estereograma e orientado, $64^\circ/\text{N}78^\circ\text{W}$ ou seja para NW; σ_1 é definido pelo eixo disposto em posição ortogonal a σ_2 , segundo a direção da fratura de partição, sendo sua atitude $16^\circ/\text{S}22^\circ\text{ E}$, decorrendo um posicionamento próximo da horizontal e orientação SE; σ_3 corresponde ao polo do círculo máximo (diagrama Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior) que

contém σ_1 e σ_2 , e apresenta atitude $21^\circ/\text{N}59^\circ\text{E}$, ou seja posicionamento de baixo ângulo e orientação NE.

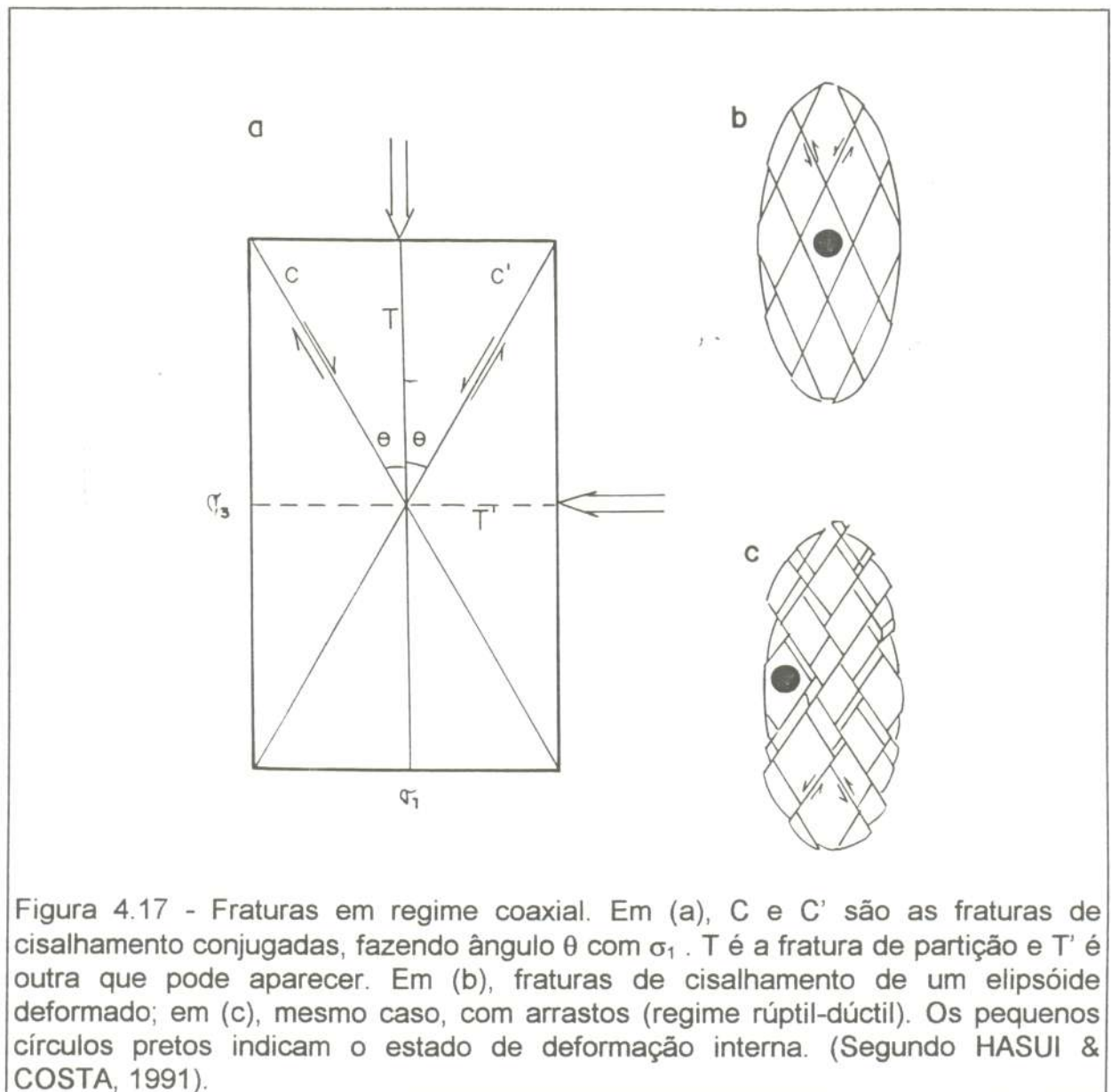


Figura 4.17 - Fraturas em regime coaxial. Em (a), C e C' são as fraturas de cisalhamento conjugadas, fazendo ângulo θ com σ_1 . T é a fratura de partição e T' é outra que pode aparecer. Em (b), fraturas de cisalhamento de um elipsóide deformado; em (c), mesmo caso, com arrastos (regime rúptil-dúctil). Os pequenos círculos pretos indicam o estado de deformação interna. (Segundo HASUI & COSTA, 1991).

Configura-se no afloramento do PT-139, portanto, um campo de tensões onde os eixos de compressão e de distensão encontram-se horizontalizados, evidenciando um regime tectônico transcorrente, para o desenvolvimento dos sistemas de juntas ali observados

No PT-140, o conjunto das 140 medidas de atitudes de juntas mostra uma concentração de pólos bastante significativa a WNW e ENE do estereograma, definindo um plano (guirlanda) com atitude $N10^{\circ}E/82^{\circ}SE$, ao passo que no PT-146 o plano médio tem atitude $N30^{\circ}W/66^{\circ}NE$ (Figura 4.18)

No tocante ao PT-148, as juntas compõem sistemas verticalizados cuja representação no diagrama de frequência de pólos da Figura 4.18, dá-se sob a forma de máximos distribuídos perifericamente ao estereograma, no qual, através de procedimento analógico, construiu-se três planos representativas dos principais sistemas de juntas observados no afloramento, os quais orientam-se $N35^{\circ}W/78^{\circ}NE$, $N88^{\circ}E/89^{\circ}NW$ e $N45^{\circ}E/86^{\circ}NW$. Este comportamento, embora denuncie a ocorrência de pares conjugados e sistemas de juntas, o ângulo formado entre os sistemas e a sua distribuição no estereograma é bastante diverso do previsto no modelo teórico para o cisalhamento coaxial, não sendo possível uma analogia com a situação descrita no PT-139. Por outro lado, são bastante evidentes no afloramento a presença de estruturas rotacionadas, identificadas em planta como duplexes e *horsetails*, bem como flores negativas, estas vistas no perfil proporcionado pelas escarpas que delimitam formas de relevo modeladas em mesas ocorrentes nas cercanias.

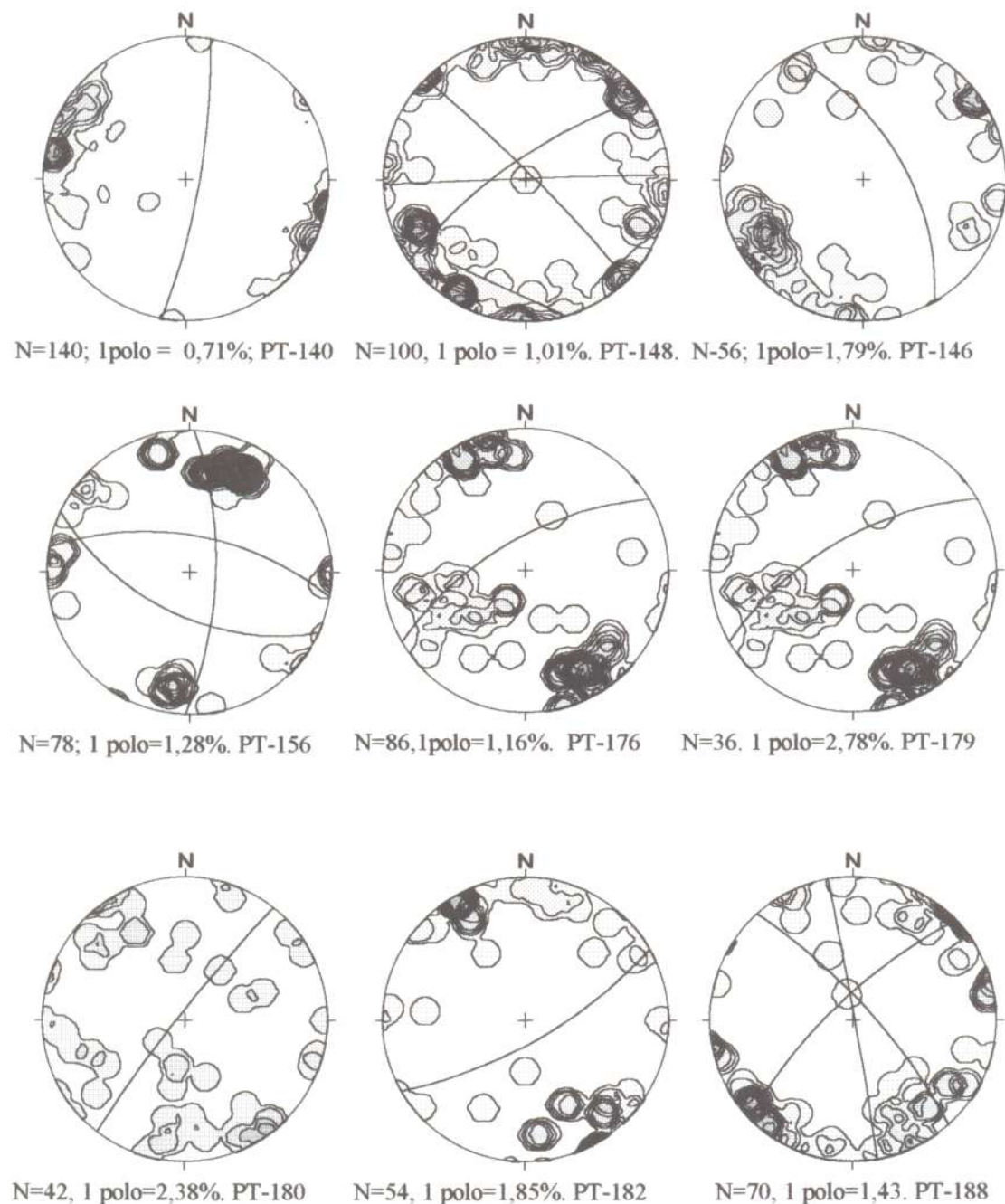


Figura 4.18- Diagramas de freqüência de polos de juntas medidas em afloramentos posicionados nos domínio do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída. e o traçado das guirlandas representativas das médias dos principais sistemas.

No PT-156, que identifica uma imponente elevação em forma de mesa residual posicionada ao lado da rodovia BR-230, a cerca de 15 Km ao norte do trevo de Carolina, também foram medidos 78 valores de atitudes de juntas que no estereograma mostram duas grandes concentrações posicionadas a ENE (principal sistema) e a SSW. O conjunto de ENE corresponde a uma guirlanda média (traçado analógico) orientada segundo $N65^{\circ}W/65^{\circ}SW$, e o de SSW a uma outra guirlanda orientada $N80^{\circ}W/69^{\circ}NE$. Conjuntos menores dispostos simetricamente a Este e a Oeste do estereograma definem uma guirlanda de direção aproximadamente N-S, com atitude $N02^{\circ}E/87^{\circ}SW$. A nível mesoscópico estes sistemas de juntas arranjam-se num padrão pinado denunciando deformação por falhamento normal, os quais podem ser observados na escarpa principal da mesa através de planos de movimentação com atitude $N65^{\circ}E/50^{\circ}SW$, e portanto coincidente com a orientação geral do principal sistema de juntas. Apresentam rejeito de 0,5 a 1 metro, e abatimento da capa para Sudoeste.

Ao longo do rio Tocantins no perfil entre Carolina e Babaçulândia, também foi possível a coleta de atitudes de juntas, em grande parte verticalizadas, sendo que ali elas seccionam a Formação Pedra de Fogo. No PT-176 as 86 medidas conformam duas grandes concentrações sob a forma de máximos a NNW e a SSW do estereograma, definindo uma guirlanda média com atitude $N60^{\circ}E/72^{\circ}NW$ (Figura 4.18.), orientação esta que é compatível com a orientação geral do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, embora a localização do afloramento possa estar situada nos domínios da Zona Transtensiva Itapecuru-Carolina.

Uma orientação semelhante é mostrada pelo principal sistema de juntas do afloramento codificado como PT-179, com atitude $N42^{\circ}E/72^{\circ}SW$ (Figura 4.18), embora também ocorram juntas formando um sistema secundário orientado $N57^{\circ}W/86^{\circ}NE$. Ambos encontram-se afetados

por uma falha normal que no PT-176 orienta-se N75°E/65°SE, coincidente com a direção geral do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.

No PT-180 o sistema de juntas principais mantém essa orientação geral posto que a atitude da guirlanda média é N40°E/86°NW, mas a nível mesoscópico o afloramento, representado por arenitos e siltitos da Formação Pedra de Fogo, é cortado por uma grande falha normal orientada em torno de N10°- 20° E e mergulho para oeste, cujo plano de deslocamento é interceptado por falhas inversas de mesma direção e sentido contrário, com desenvolvimento de dobras métricas ao longo dos planos de movimentação inversa. Esta falha, por sua orientação submeridiana e caráter extensional, provavelmente está vinculada às estruturas associadas ao Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia., descritas em item específico deste texto. Falhas com movimentação oblíqua dextral com orientação NE-SW foram verificadas no PT-144, e reproduzidas na Figura 4.19.

4.2.1.2. Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca

Localiza-se no quadrante nordeste da área investigada onde desponta exercendo um visível controle sobre o curso dos rios Mosquito e seus afluentes Croatá e Imbira, posicionados a norte, e o córrego Cachoeirinha e o Ribeirão Curicaca pelo lado sul da zona transcorrente.

A dissecação do relevo atuou preferencialmente ao longo das linhas de fraqueza do sistema e responde pela disposição alinhada das formas com altimetria mais proeminente como a serra Vão da Mangaba, bem como pelo alinhamento em torno da direção E-W das áreas interfluviais.



Figura 4.19 - Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, PT-144. Jogo de falhas oblíquas dextrais afetando a Formação Sambaíba, com deslocamento de marcadores cinemáticos representados por sets de estratificações cruzadas de grande porte.

A análise das imagens orbitais, por outro lado, permite distinguir o desenvolvimento preferencial de falhas de direção ENE-WSW, conjugadas com falhas orientadas na direção NW-SE, arranjadas segundo um padrão anastomótico e desenhando formas geométricas de duplexes e sigmóides, de orientação geral NW-SE, que, a julgar pelo caráter transtensivo do regime imposto ao Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, é possível deduzir-se uma movimentação essencialmente dextral para as discontinuidades interpretadas e analisadas através de dados de sensores remotos orbitais.

A movimentação transcorrente admitida para o sistema também pode ser atestada em alguns afloramentos localizados ao longo das rodovias Transamazônica e Belém-Brasília (no lado Tocantinense) principalmente onde envolveu a deformação de rochas basálticas, não tendo sido observados, ao longo desses perfis, indicadores cinemáticos desenvolvidos sobre rochas sedimentares (Formação Sambaíba ou intercalações sedimentares na Formação Mosquito), a não ser em um ramal para sul da rodovia Belém-Brasília, localizado a cerca de 15 Km da Vila de Darcinópolis.

Por quase todo o perfil da rodovia Transamazônica ocorrem rochas basálticas afetadas por cisalhamento, cujas formas geométricas comuns aos sistemas transcorrentes são estruturas em flor negativa, conforme se apresenta muito bem exposto no afloramento codificado como PT-05, localizado a 10.6 Km do trevo com a BR-010.

No perfil da rodovia Belém-Brasília, o afloramento codificado como PT-09, localizado a 1700 metros do entroncamento BR-010/BR-230 entre as cidades de Estreito e Mosquito, mostra os basaltos Mosquito afetados por falhas normais com padrão em dominó, ou, alternativamente, formando as ramificações de uma grande estrutura em flor negativa, com preenchimento do bloco

abatido por rocha arenosa caulínica e brechóide, que tanto pode estar relacionada a uma seqüência sedimentar cretácea deformada (membros sedimentares da Formação Mosquito ou mesmo às formações Pastos Bons-Corda), quanto a uma seqüência ce-nozóica caulínica, caracterizando assim, uma estruturação neotectônica. A atitude de um dos planos medidos foi de N70°W/25°SW, orientação aproximadamente coincidente com a orientação geral do sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca.

O PT-17 representa um corte da estrada com mais de 10 metros de altura que expõe rocha basáltica alterada e intensamente fraturada, seccionada por descontinuidades de caráter predominantemente normal, com grandes planos desenhando flores negativas, onde são comuns de slickensides de baixo ângulo, a indicar movimentação transcorrente.

Sobre rochas sedimentares atribuíveis aos membros clásticos da Formação Mosquito foram vistos indicadores cinemáticos de transcorrências predominantemente dextral apenas no citado afloramento do ramal para o sul da rodovia Belém-Brasília, codificado como PT-14. O afloramento é representado por um lajeiro que conforma o piso da estrada, composto por rocha sedimentar cisalhada (brechóide), com zonas de concentração de deformação onde sofreu recristalização apresentando-se silicificada. Estas zonas funcionam como indicadores cinemáticos pois são deslocadas por transcorrências preferencialmente dextrais, embora também ocorram planos com movimentação sinistral, orientado E-W.

Sobre a Formação Sambaíba, embora feições de deformação como intenso fraturamento sejam bastante comuns, somente em um afloramento obteve-se dados que alicerçam a movimentação dextral atribuída ao Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca.



Figura 4.20 - Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca -PT-33. Transcorrência dextral deslocando o plano de estratificação cruzada da Formação Sambaíba. A orientação do plano de falha é N65E.

O afloramento foi codificado como PT-32 e se localiza na extremidade noroeste da área, ao longo da estrada que dá acesso à vila de Tamboril. Observam-se vários planos de

transcorrências dextrais (Figura 4.20). seccionando o arenito, orientados sistematicamente segundo $N65^{\circ}-80^{\circ}E$, desenhando um padrão de descontinuidades anastomótico, com forma geométricas de duplexes e sigmóides. As transcorrências dextrais deslocam outras com movimentação sinistral orientadas $N30^{\circ} W$, interpretadas como fraturas antitéticas R' , a luz do modelo teórico de Riedel.

4.2.1.3. Sistema Transcorrente Rio Feio

Localiza-se na porção central do quadrante NE da área investigada, ocupando toda a extensão do vale do rio Feio, alcançando os divisores rio Feio - rio Farinha, ao sul, e rio Feio - ribeirão Santana, ao norte, alongando-se por cerca de 40 Km na direção E-W, sendo largo de um máximo de 20 Km na direção N-S.

Com esta distribuição, afeta as formações Sambaíba e Mosquito, e responde pelo desenvolvimento de bacias transtensivas (rombograben) que acolhem os sedimentos da Unidade Rio Farinha. A oeste, predominam feixes de falhas com direção ENE-WSW com movimentação dextral e planos verticais, que se ramificam e se ligam com falhas extensionais secundárias configurando romboedros e sigmóides transtensivos (Figura 4.21).

A leste, o sistema transcorrente apresenta descontinuidades predominantes segundo a direção NE-SW, com movimentação transcorrente sinistral, as quais seccionam corpos de rochas intrusivas básicas, que se mostram encurvadas em decorrência do arrasto ao longo dos planos de movimentação. Este arranjo geométrico-cinemático responde pela orientação preferencial dos elementos morfológicos segundo as direções dos planos de movimentação, além do controle sobre

a rede de drenagem da região, bem exemplificado pelo traçado retilíneo de alguns trechos do rio Feio..



Figura 4.21 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B. Escala aproximada 1:200.000. Sistema Transcorrente Rio Feio, caracterizado por feixes de falhas transcorrentes dextrais com direção ENE-WSW, interagindo com falhas normais NW-SE.

Estruturas relacionadas a este sistema transcorrente podem ser observadas em cortes da rodovia BR-230 entre Estreito e Carolina, a partir de 1500 m ao sul da ponte sobre o rio Feio. O mais interessante deles localiza-se a 6,5 Km ao norte da ponte sobre o rio Farinha onde estrutura

em flor negativa desenvolvida sobre os arenitos da Formação Sambaíba acolhem no interior dos blocos abatidos, a sequência de leques aluviais da Formação Rio Farinha (Figura 4.22).

4.2.1.4. Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru

Desenvolve-se no extremo sul da área em ambas as margens do Tocantins, apresentando direção em torno de ENE-WSW. Seus elementos são deduzidos a partir do controle exercido sobre a morfologia e sobre a rede de drenagem, a exemplo do baixo curso do rio Manoel Alves Grande, e praticamente toda a extensão do rio Itapecuru. Em ambos os casos, esses rios têm seus cursos tipicamente subseqüentes, alinhados e controlados por prováveis descontinuidades de direção ENE-WSW, que se ligam a outras em torno de N50°-60°W e movimentação normal, a julgar pelo desnivelamento impresso nos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, na cachoeira do rio Itapecuru, próximo à localidade de São João da Cachoeira (Figura 3. 4).

Esta situação também pode ser deduzida pela distribuição do divisor Lages -Itapecuru na margem direita do Tocantins; e pela configuração da serra do Ciríaco, que conforma as cabeceiras do rio Arraias, importante afluente da margem esquerda do Tocantins (Figura 3.3). Em ambos os casos o destaque morfológico desses elementos da paisagem parece resultar do relacionamento conjugado entre as fraturas de cisalhamento em torno de ENE-WSW e as de distensão, e portanto normais, em torno de N40°-50W.



Figura 4.22 - Estrutura em flor negativa do Sistema Transcorrente Rio Feio afetando a Formação Sambaíba -1- e a Formação Rio Farinha -2-. Na parte superior do afloramento visualiza-se um lag conglomerático -3.

4.2.1.5. Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre

Compreende a região drenada pelo rio Campo Alegre na margem esquerda do rio Tocantins, e pelo rio Farinha na margem direita, posicionada entre o sistemas transcorrentes Mosquito-Curicaca e Rio Feio, ao norte, e o Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, ao sul, e que aparece subdividida em dois blocos por estruturas extensionais, submeridianas, vinculadas ao Cinturão Tocantins-Araguaia.

A análise dos mapas anexos revela que o Sistema Mosquito-Curicaca apresenta continuidade para leste, confundindo-se com a estruturação N-S dos elementos pertencentes ao Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, mas projetando-se bem mais para o ocidente que as estruturas do Sistema Carolina-Pedra Caída, que, ao que parece não ultrapassam o paralelo de Wanderlândia. Esta situação é típica de um recobrimento à esquerda (left stepping) de sistemas transcorrentes paralelos ou aproximadamente paralelos, com movimentação dextral e direção sublatitudinal, decorrendo a geração de transtensão com o eixo extensional orientado em torno de N40°-45°E, e desenvolvimento de falhas normais em posição ortogonal. O rio farinha a leste do Tocantins e o rio Campo Alegre a oeste, têm seus cursos ajustados às falhas normais de um gigantesco romboedro, limitado a norte pela falhas direcionais do Sistema Transcorrente Mosquito Curicaca, e, ao sul, pelas do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, a exemplo da falha transcorrente dextral observada no PT-140 (Figura 4.23).

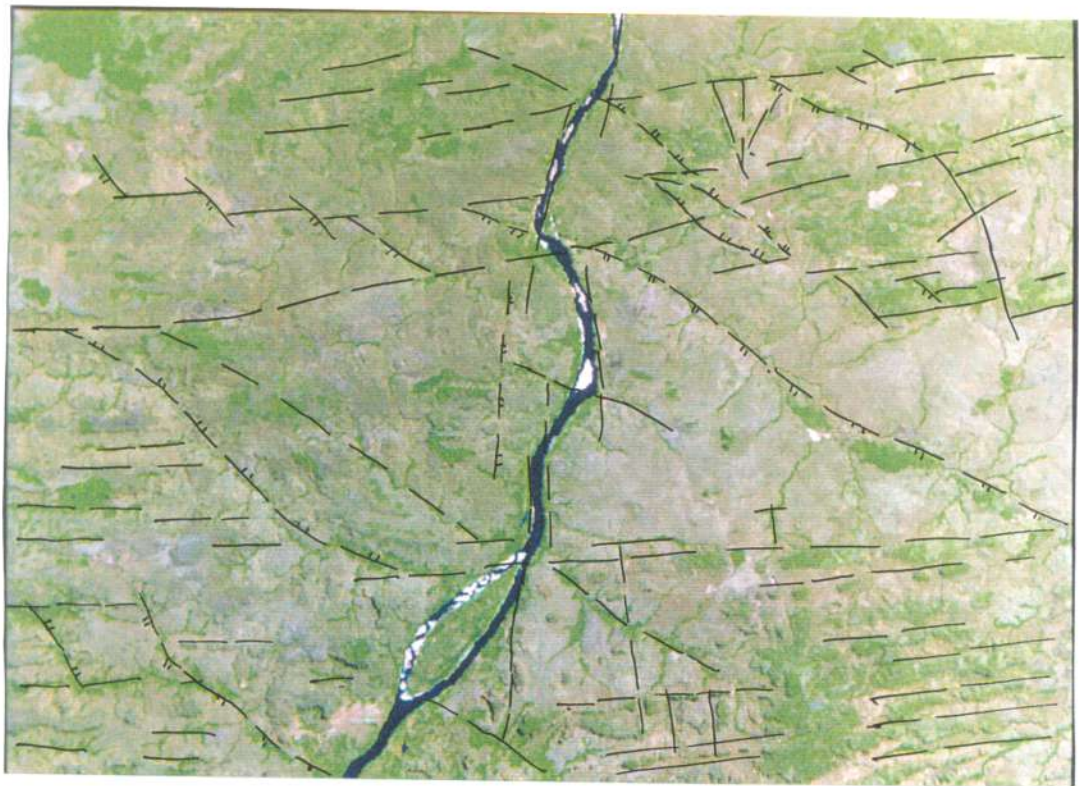
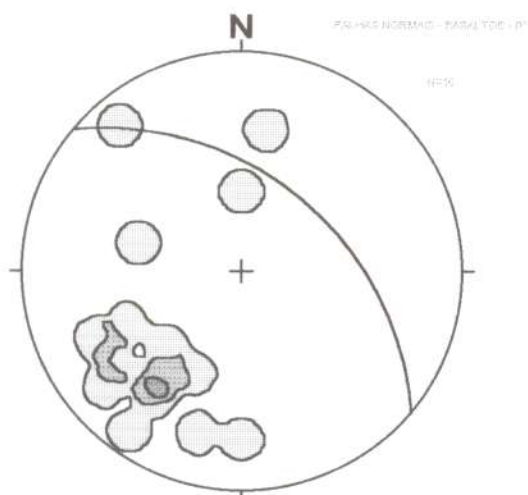


Figura 4.23 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B. Escala aproximada 1;250.000. Romboedro transtensivo desenvolvido pelo recobrimento de falhas dos Sistemas Transcorrentes Rio Feio e Mosquito Curicaca, com falhas do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída. Ao centro, descontinuidades de direção N-S integrantes do Sistema Distensivo Estreito São José.

A progressão da deformação nos domínios dessa estrutura transtensiva foi destarte acompanhada do desenvolvimento de bacias de afastamento (rombograbens), onde se depositou a seqüência de leques aluviais da Unidade Rio Farinha, proveniente da rápida erosão dos blocos soerguidos. São comuns ao longo do rio Farinha, ocorrências de travessões, corredeiras e cachoeiras, como a cachoeira de São Romão com 18 metros de queda, originadas por descontinuidades associadas a zona transtensiva.

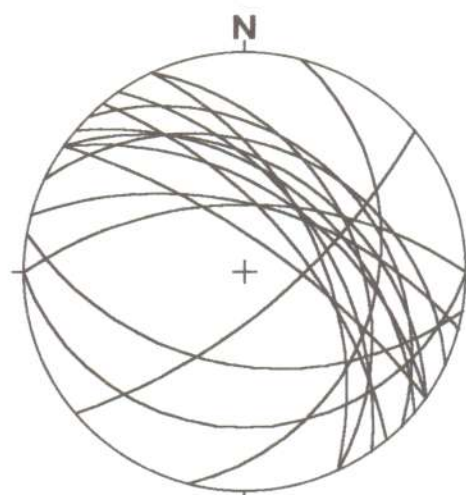
A noroeste de Darcinópolis, ao longo da estrada que dá acesso ao Vilarejo de Tamboril, , ocorrem basaltos alterados recobrimdo arenito róseo-esbranquiçado friável, ambos relacionados à Formação Mosquito, que se encontra afetada por cisalhamento, gerando uma rede de fraturas em padrão anastomótico, algumas denunciando movimentação através de falhas normais, evidenciadas pelo aparecimento de estrias de slickensides, com fortes valores de mergulho. Neste afloramento, codificado como PT-026, foram medidos 16 valores de atitude de planos de falha e das estrias correspondentes. Não foi possível definir uma orientação geral para a zona de falha a nível de afloramento, mas é certo sua orientação NW-SE, conforme evidenciam os dados extraídos da imagem do satélite LANDSAT, demonstrando o controle estrutural exercido sobre o curso de algumas drenagens da região.

A plotagem das atitudes dos planos de falha no estereograma de Schimidt-Lambert e sua análise através do método da contagem de frequência de pólos demonstra uma concentração de valores no quadrante SW (Figura 4.24), confirmando a orientação NW-SE, o que é corroborado pela projeção ciclográfica desses planos apresentada na Figura 4.25.



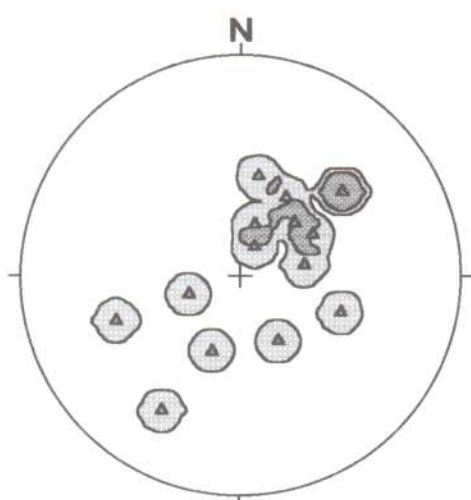
n=16; 1-6,25; 2-12,5; 3-18,75. Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.24 PT-026. Diagrama de frequência de polos de falhas normais associadas a Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre.



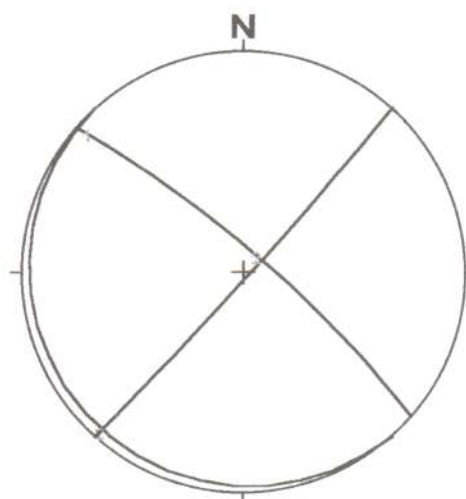
n=16 - Scimdt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.25 -. PT-026-Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre. Projeção cilográfica de planos de falhas normais.



n=16, 1=6,67; 2=13,33 - Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.26. PT-026-Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre. Diagrama de frequência de orientação de estrias associadas aos Planos de falhas normais.



n=12, Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.27- Posição dos eixos de tensão calculada segundo o método de Arthaud. 1 para σ_1 ; 2 para σ_2 e 3 para σ_3 .

Através do software Stereonet obteve-se o traçado da guirlanda média com atitude N50°W/55°NE, cujo polo posiciona-se segundo 33°/S34°W (vetor médio) comportamento perfeitamente compatível com o das falhas normais interpretadas para o quadro neotectônico da região, assumidas como do tipo T no modelo teórico. Os moderados a altos valores para o mergulho das estrias de slickensides associadas aos planos de falha, (Figura 4.26) também são compatíveis com um quadro de movimentação predominantemente transtensional, característica que foi bem evidenciada a nível mesoscópico, através do posicionamento de ressaltos nos planos de falha, sistematicamente apontados obliquamente para a porção inferior do afloramento.

Os valores das atitudes dos planos de falha plotados conjuntamente com os valores das atitudes de suas respectivas estrias foram analisados segundo o método de Arthaud que define a posição dos vetores de movimentação para cada plano de falha, possibilitando interpretar-se a posição dos tensores tectônicos (Figura 4.27). No caso do PT-026, os vetores de movimentação posicionam-se próximos ao círculo máximo (periferia) do estereograma, apontando mergulhos, ora para NW, ora para SW, o que é compatível com os altos valores de mergulho do plano de falha, em decorrência da movimentação.

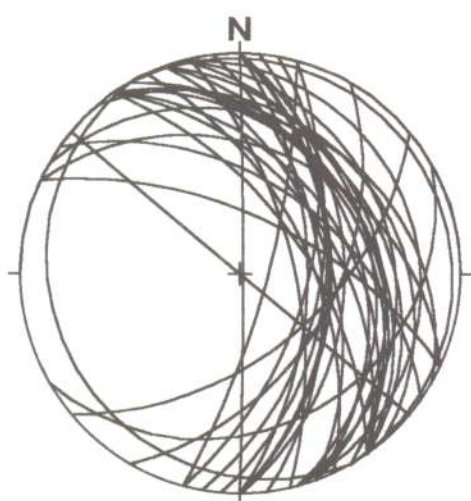
Num contexto tectônico transtensivo, o vetor médio determinado pelo programa Trade, com atitude 3°/S55°E, coincidente com a máxima concentração de pólos de movimentação, deve corresponder a posição de σ_1 ; σ_3 posiciona-se, a luz desse regime tectônico, próximo da horizontal e, portanto a 90° de σ_1 medidos ao longo do círculo máximo que passa pela ponto de maior frequência de pólos, ou seja ao longo da guirlanda representativa do plano médio de movimentação. σ_3 em consequência encontra-se posicionado no quadrante SW e tem atitude 6°/S35°W. O eixo determinado pelo programa Trade, posicionado na porção central do

estereograma representa a posição de σ_2 , cujo elevado valor de mergulho, $85^\circ/\text{N}38^\circ\text{E}$, reflete um comportamento compatível com movimentação transtensional, e portanto neotectônica, tendo em vista a história evolutiva admitida para a zona transtensiva. É importante observar, por outro lado, a obliquidade da orientação da distensão em relação ao plano médio de movimentação, a qual deve ter induzido movimentação direcional.

No PT-027 localizado sobre a mesma zona de falha, mas a cerca de 15 Km ao norte do PT-026, foram obtidas trinta e sete medidas de planos de falha normais e das respectivas lineações de estiramento (estrias de slickensides). A projeção ciclográfica desses planos (Figura 4.28) mostra uma orientação geral NNW e inclinação fraca a moderada para NE, o que é corroborado pela análise do diagrama de frequência dos pólos desses planos, o qual mostra concentrações sob a forma de máximos no quadrante SW do estereograma, definindo uma guirlanda em posição ortogonal, correspondente a um plano que representaria a posição média do plano de falha, apresentando atitude $\text{N}10^\circ\text{W}/46^\circ\text{NE}$ (Figura 4.29)

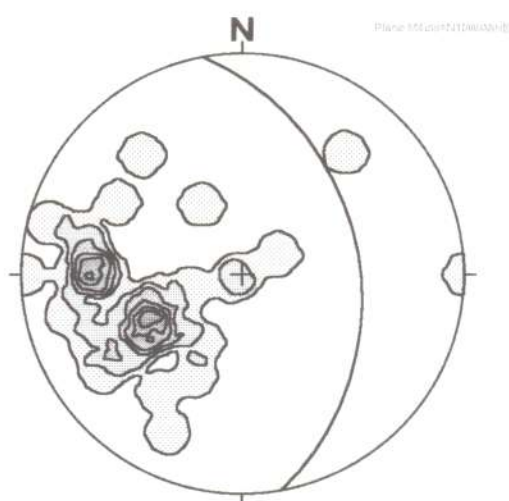
O PT-135 representa extenso afloramento da Formação Rio Farinha localizado nas margens do rio homônimo onde foram feitas 108 medidas de atitude de juntas. O estereograma da Figura 4.30 mostra que os pólos dessas juntas concentram-se nos quatro quadrantes do estereograma, definindo dois sistemas de juntas principais em posição quase ortogonal, o que segundo STEWART & HANCOCK (1995) constitui uma das características da formação de juntas neotectônicas em região intraplaca. O sistema principal apresenta atitude $\text{N}50^\circ\text{W}/86^\circ\text{NE}$, e é coincidente com a estruturação geral da zona transtensiva, e o outro, disposto ortogonalmente mostra atitude $\text{N}30^\circ\text{E}/70^\circ\text{NW}$. Ressalte-se que o afloramento é cortado por planos de

movimentação transcorrente dextrais e sinistrais, e os feixes de fraturas conformam padrões anastomóticos.



N=37 - Scimidt-lambert, semi-esfera inferior

Figura 4.28 - PT-027. Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre. Projeção Ciclográfica de planos de falha normais em basaltos da Formação Mosquito, com evidente concentração segundo NNW-SSE, e mergulho NE.

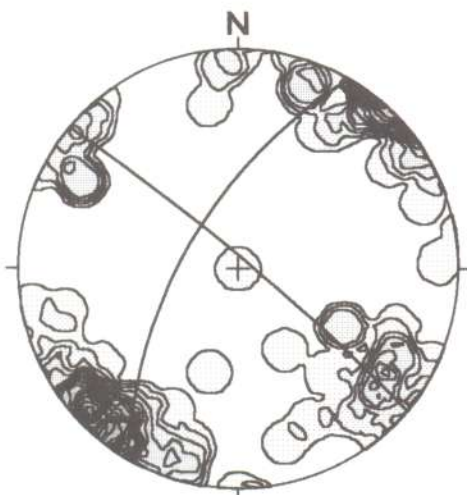


N=37- 1 polo = 2,7%; Schimidt- Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.29 - PT-027 Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre. Diagrama de frequência de polos de planos de falhas normais definindo-se um plano médio com atitude N10°W/46°NE.

4.2.1.6. Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina

Corresponde a região posicionada entre os Sistemas Transcorrentes Alto Arraias - Itapecuru e Carolina - Pedra Caída. e de configuração geométrica semelhante a da Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre, onde, em face da interação entre esses sistemas, houve a geração de falhas normais orientadas NW-SE e provável formação de bacias rombóides.



N=108, 1 polo=0,93%. Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.30. - Diagrama de frequência de polos de juntas medidas em arenitos da Formação Rio Farinha, e traçado das guirlandas correspondentes aos principais sistemas. N50°W/86°NE e N30°E/70°NW.

As estruturas estão impressas nas rochas das Formações Motuca, Pedra de Fogo e Sambaíba, mas o que chama a atenção, nessa área, é a significativa concentração a oeste, de areias, atribuíveis às Coberturas Sedimentares Pleistocênicas que nas imagens TM LANDSAT-5 mostram alta reflectância nas três bandas analisadas (3, 4 e 5), enquanto que nas imagens SLAR o comportamento é inverso, mostrando tonalidades bastante escuras. O relacionamento com as falhas normais parece

evidenciar a presença de rombograbens, em coincidência espacial com a máxima concentração de areias, limitados ao norte pelas discontinuidades do Sistema Carolina -Pedra Caída, a leste por elementos do Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado e ao sul pelo Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru (Figura 4.31).

4.2.2. Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia

Representam os conjuntos de falhas orientadas em direção submeridiana, produtos da reativação de zonas de fraqueza muito antigas admitidas como relacionadas a evolução do Cinturão Araguaia (HASUI et al., 1991 e COSTA et al., 1991). Sua principal representação se faz

através do Sistema Distensivo Wanderlândia, distribuído por todo o bordo oeste da área, e pelos Sistemas Distensivos Estreito-São José e Itauéiras Rejeitado

4.2.2.1. Sistema Distensivo Wanderlândia

Este sistema engloba o feixe de falhas orientadas em torno da direção N-S que afetou toda a região ocidental da área. As descontinuidades são do tipo normal com planos mergulhando principalmente para oeste onde se posicionam os blocos abatidos e se situam as vertentes do rio Araguaia. O bloco soerguido, nesse caso, conforma a leste o divisor Tocantins-Araguaia, cujo topo apresenta desnivelamentos que chegam a ultrapassar os 150m em relação ao nível altimétrico da cidade de Wanderlândia, situação que se configura na metade norte da área, interessando as Formações Sambaíba e Mosquito, ocorrentes tanto na capa quanto na lapa das falhas normais (Figura 4.32). Para sul, em face do envolvimento no bloco soerguido (lapa) de litologias menos resistentes pertencentes à Formação Motuca, ocorre uma inversão do relevo, estando o bloco rebaixado em nível altimétrico mais elevado, situação que é favorecida pelas litologias basálticas ou por concreções lateríticas presentes nos topos, não observadas sobre a Formação Motuca.

Em alguns afloramentos os moderados mergulhos das estrias de falha indicam uma certa movimentação direcional, com cinemática, ora dextral, ora sinistral, deduzida a partir de indicadores cinemáticos como ressaltos ao longo dos planos de stricção e do posicionamento de duplexes em relação à orientação dos eixos de tensão admitidos para o quadro neotectônico (veja 4.3. ANÁLISE GEOMÉTRICO-CINEMÁTICA).

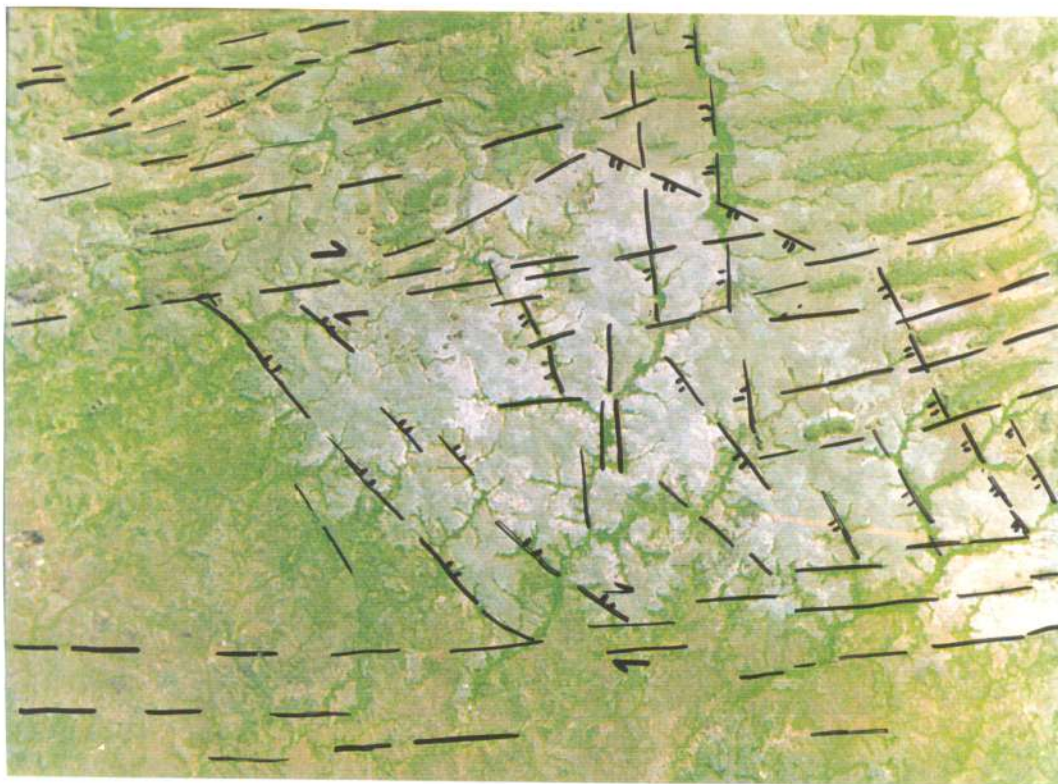


Figura 4.31 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:200.000. Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina. Feição rombóide representando uma provável bacia de afastamento produzida pela interação entre os sistemas transcorrentes Carolina-Pedra Caída e Alto Arraias Itapecuru. Ao centro, em cores claras, concentrações de areias.

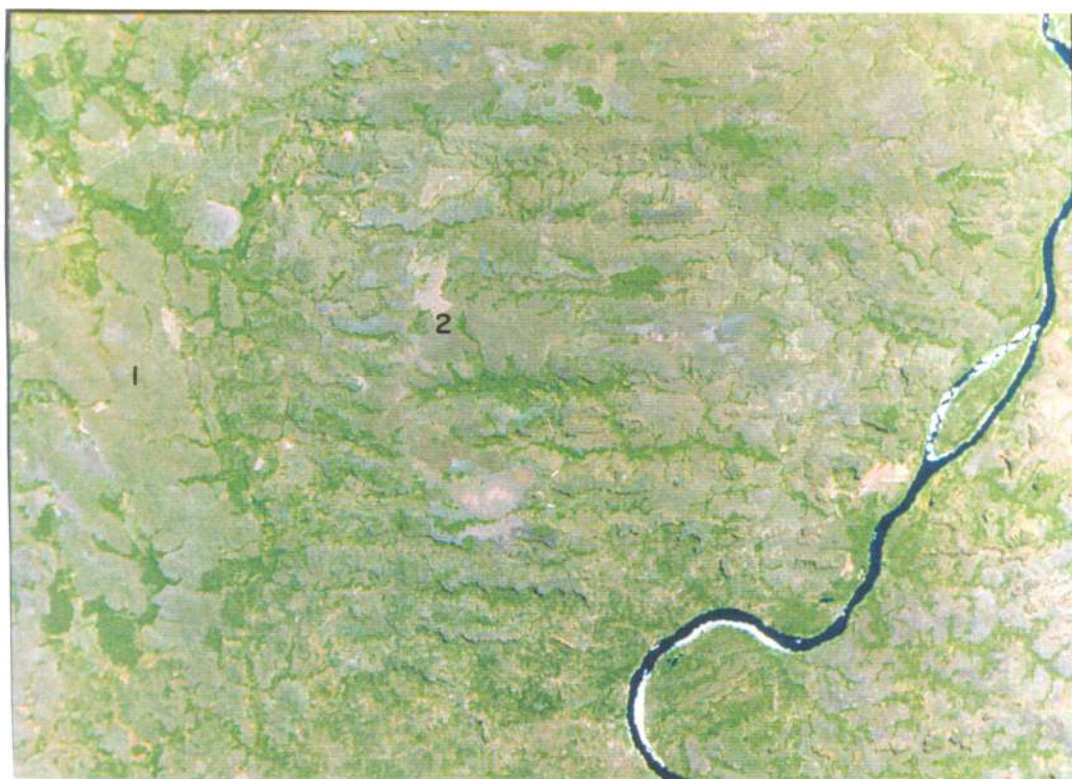


Figura 4.32 -Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B. Escala aproximada 1:400.000. A esquerda da foto com um padrão liso, avista-se a rede de drenagem controlada pela estruturação N-S do Sistema Distensivo Wanderlândia e o o bloco rebaixado -1- pelo jogo de falhas normais. A direita, no bloco soerguido -2- , avista-se a borda leste do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída

Além do controle sobre a morfologia do relevo, a rede de drenagem estabelecida ao longo do sistema apresenta um padrão retangular, estando os cursos de 1ª, 2ª e 3ª ordens encaixados preferencialmente sobre os principais planos de falha, a exemplo do alto curso do rio Corrente e de seu afluente o Ribeirão Jenipapo, embora a drenagem principal pertença a bacia do rio Araguaia.

Bons exemplos do padrão geométrico das falhas normais associadas a esse sistema podem ser vistos em vários perfis. Na estrada para a cidade Tocantinense de Xambioá (fora da área) a aproximadamente 800 metros do entroncamento com a rodovia Belém-Brasília em Wanderlândia, avista-se ao lado da sede de um pequeno sítio, a presença de lajeiro constituído por rocha arenítica extremamente cisalhada, cujo protólito sem dúvida fora o arenito Sambaíba. Zonas de cisalhamento cortam o lajeiro desenhando figuras geométricas de duplexes e sigmóides, com indicadores de movimentação oblíqua dextral, e atitude geral N-S/65°W, indicando portanto a inclinação das falhas para oeste, direção do abatimento dos blocos.

Na estrada que liga Wanderlândia à Babaçulândia, no PT-39, a 6 Km da primeira localidade, avista-se na base de uma serra com alinhamento geral NNE-SSW, a presença de conglomerados com matriz quartzítica portando seixos e blocos de arenitos compactos e silicificados. O conglomerado tem aspecto brechóide e se associa a planos de movimentação normal evidenciados por pequenos sigmóides arranjados em padrão anastomóticos e, localmente, estrias de slickensides de alto ângulo, orientadas segundo uma direção geral WNW-SSE, ocorrendo ainda falhas deslocando fraturas em padrão sinistral. É importante ressaltar aqui a absoluta incompatibilidade entre esses conglomerados e os depósitos de campo de dunas do sistema deposicional eólico, que caracteriza a Formação Sambaíba naquela região, o que leva a se interpretar as rochas psamíticas como geradas por fluxo de detritos, em áreas rebaixadas por falhas normais, em sistemas de leques aluviais (fânglomerados) e portanto correlatos a sequência da Formação Rio Farinha..

O PT-46 situa-se no final de um ramal à rodovia, na base de uma serra em forma de mesa, onde ocorre expressiva zona de cisalhamento que transformou a rocha arenítica em um

material brechóide, intensamente cortado por material cataclasado que desenhavam duplexes e sigmoides. A orientação geral da zona é N20°E/78°SW e seguramente ela responde pelo desnivelamento entre o topo da serra e a área do afloramento.

Nas bordas das chapadas que separam essas duas cidades, também há evidências de falhas normais, em geral com a presença de blocos de conglomerados gerados por fluxo de detritos, interpretados como fanglomerados. O PT-40 situa-se na borda da serra para o lado de Wanderlândia, onde se avista arenitos cortados por zonas de cisalhamentos que desenhavam, no corte, formas geométricas de sigmoides estirados na direção N10°W; associam-se aos arenitos blocos de rocha conglomerática, onde os seixos de quartzo mostram-se silicificados e orientados (Figura 4.33). Essas características voltam a se repetir na descida da serra para o lado de Babaçulândia onde ocorre brecha conglomerática com matriz e fragmentos arenosos, contendo planos de falha normal orientada N20°E/35°SW, e com estrias de slickensides orientadas 35°/S70°W, coincidente portanto com a orientação e caracterização desse sistema distensivo.

Ao longo da rodovia TO-580, que liga Babaçulândia a Araguaína (fora da área) foi descrito o afloramento codificado como PT-66, localizado a cerca de 10 Km a oeste do rio Corrente. Representam lajeiros estreitos e orientados segundo uma direção geral N-S, de rocha sedimentar cataclasada por falha normal, ou alternativamente oblíqua, de mesma direção, com mergulho de alto ângulo para oeste, colocando em contato no bloco abatido, rochas basálticas da Formação Mosquito, que se mostram alteradas (Figura 4.34).

Um pouco mais para oeste, no PT-71, uma outra zona de cisalhamento orienta-se segundo N45°W e mergulho SW, onde despontam arenitos cisalhados formando pequenas cristas (até 5 metros de altura), intensamente cortados por feixes de sigmoides e feições geométricas de

duplexes, em padrão anastomótico mas que convergem para a direção geral do afloramento. Essa zona parece ter uma movimentação oblíqua cuja componente extensional coloca em contato rochas areníticas e basálticas cisalhadas, estando os basaltos no bloco abatido que se posiciona a NE. Tal fato sugere que o último evento cinemático que afetou a zona de cisalhamento teve caráter oblíquo e ocorreu após a extrusão magmática, tendo em vista a significativa alteração por cisalhamento observada sobre os basaltos, que por sua vez penetraram no arenito através de falhas normais geradas em uma movimentação extensional mais antiga.



Figura 4.33- Zona de falhas associada ao Sistema Distensivo Wanderlândia.

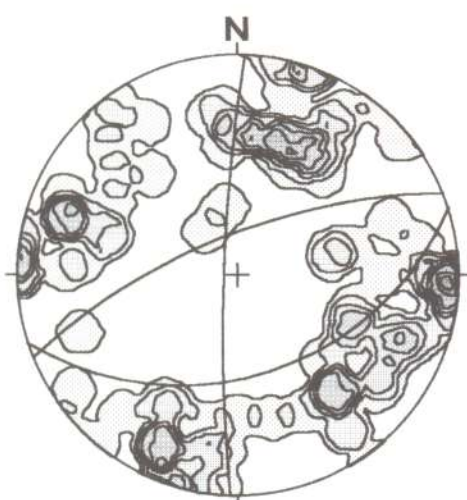
Na rodovia TO-386 o correspondente aos afloramentos descritos encontra-se no PT-84, tratando-se igualmente de zonas de cisalhamento onde predomina a movimentação extensional e que também coloca em contato basalto e arenitos através de falhas normais, que no caso tem atitude N-S/60-65W.



Figura 4.34 - Sistema Distensivo Wanderlândia PT-66. Zona de falha normal de direção geral N-S e mergulho forte para oeste. Na lapa arenitos cisalhados da Formação Sambaíba e, na capa, basaltos da Formação Mosquito.

O tratamento estatístico de medidas de juntas associadas a esses sistema distensivo foi feito para o PT-24 situado a cerca de 10 Km a oeste de Wanderlândia às margens da BR-010.

Foram feitas 107 medidas que se distribuem no diagrama de frequência de pólos sob a forma de vários máximos, onde foi possível o traçado de guirlandas representativas da orientação média dos principais sistemas de juntas (Figura 4.35).



N=107, 1 polo (min) = 1,4%, 9 polos (max)=8,4%.
Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 4.35 - Diagrama de frequência de polos de juntas e traçado representativo dos principais sistemas de juntas em basaltos deformados pelo Sistema Distensivo Wanderlândia e por estruturas vinculadas ao Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina. Guirlandas médias - N68°E/75°NW; N02°E/85°NW; N72°E/52°SE.

O conjunto de três máximos posicionados a sudeste e sul do estereograma é coincidente com um círculo máximo que define uma distribuição média para os pólos das juntas pertencentes a esse sistema; a guirlanda representativa do plano médio pode ser traçada pelo círculo máximo posicionado ortogonalmente e apresenta atitude N68°E/75°NW.

O mesmo procedimento pode ser seguido para as concentrações de pólos posicionadas a este, nordeste e norte do

estereograma, as quais permitem o traçado de um plano médio com atitude N72°E/52°SE. Finalmente, o conjunto (máximo) posicionado no bordo leste, mantendo continuidade para o bordo oeste define um plano médio orientado aproximadamente N-S (N02°E/85° NW).

Definiu-se portanto, duas guirlandas dispostas em coincidência com as estruturas do Cinturão Tianguá-Carolina e uma guirlanda coincidente com as estruturas do Cinturão Tocantins - Araguaia, refletindo, ao que tudo indica, uma história de movimentações superpostas ou mesmo simultâneas para os dois cinturões, com registros de estruturas relacionadas a um e ao outro, em

um mesmo afloramento. Por conta disso, e conforme observado em vários afloramentos, estabelecer a cronologia dos eventos com base apenas na orientação das estruturas, pode induzir a conclusões equivocadas, sendo absolutamente necessário a visualização das relações espaciais entre as mesmas, para que se possa deduzir qual estrutura é mais nova ou mais antiga.

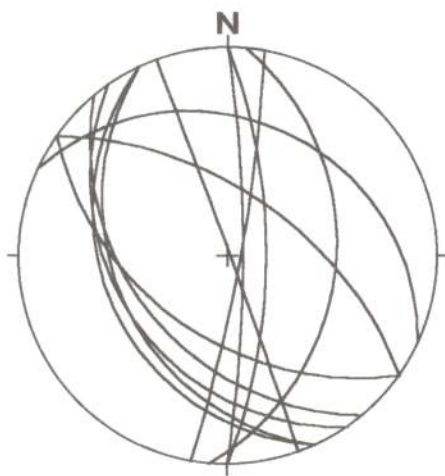
4.2.2.2. Sistema Distensivo Estreito-São José

Constitui um feixe de falhas orientadas em direção submeridiana que controla o curso do rio Tocantins a partir do paralelo da ilha de São José (paralelo 70° S) estendendo-se em direção ao limite norte da área, onde se situa a cidade de Estreito. Para o quadro neotectônico essas falhas apresentam cinemática normal, com planos mergulhando ora para leste ora para oeste (veja perfil no mapa Anexo A).

Uma feição interessante relacionada a esse sistema é o aparente deslocamento impresso aos sistemas Rio Feio e Mosquito-Curicaca segundo uma cinemática dextral, ao admitir-se que, tais sistemas, originalmente constituíam um único feixe de falhas. Nesse caso, o rejeito direcional ultrapassaria 10 Km, muito superior ao admitido para a movimentação extensional neotectônica, cujo rejeito deve estar em torno dos 150m, a julgar pelos desnivelamentos associados ao Sistema Transcorrente Wanderlândia. Há que se admitir, por conseguinte, que a referida movimentação direcional esteja associada a eventos paleotectônicos.

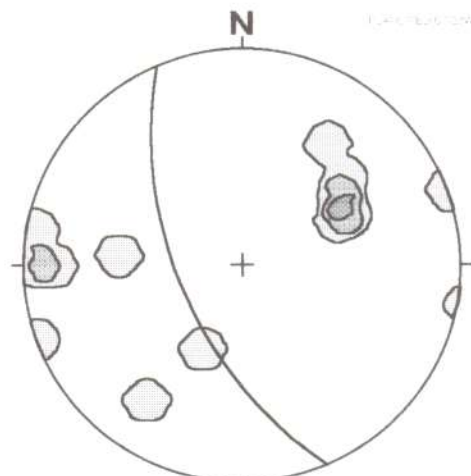
A cerca de 8,5 Km ao sul de Estreito, afloramento em corte de estrada expõe uma seqüência de rochas basálticas alteradas, que recobrem arenitos rosados, ambos admitidos como pertencentes à seqüência da Formação Mosquito, e afetados por falhas normais, com certa

obliquidade, onde coletou-se dez medidas tanto dos planos quanto das estrias de falhas (PT-109). A projeção ciclográfica dos planos de falha apontam para uma orientação predominantemente NNW-SSE (Figura 4.36), e inclinação para SW, o que é confirmado pelo diagrama de frequência dos pólos desses planos, que compõem arranjos sob a forma de máximos posicionados principalmente a NE do estereograma. Com auxílio do programa Trade do IPT-SP, obteve-se o traçado da guirlanda representativa da orientação média para esses planos, a qual apresenta atitude $N23^{\circ}W/63^{\circ}SW$ (Figura 4.37), geometria compatível com o da estruturação neotectônica admitida para o Sistema Distensivo Estreito-São José, e confirmado por um afloramento situado nessa mesma estrada, a cerca de 3 km na direção de Estreito, que mostram os falhamentos normais seccionando a cobertura pleistocênica.



N=12 - Schmidt-Lambert - semi-esfera inferior

Figura 4.36.- PT-109 -Sistema Distensivo Estreito São José. Projeção ciclográfica de planos de falha normais, notando-se orientação predominantemente NW-SE, e mergulhos variáveis para NE e SW.



N=12; 1=8,33%; 2=16,67%;3=25%. Schmidt-Lambert - semi-esfera inferior.

Figura 4.37.- PT-109 - Sistema Distensivo Estreito-São José. Diagrama de frequência de polos de falhas normais do Sistema Distensivo estreito São José, e guirlanda representativa do plano médio de movimentação com orientação $N23^{\circ}W/66^{\circ}SW$.

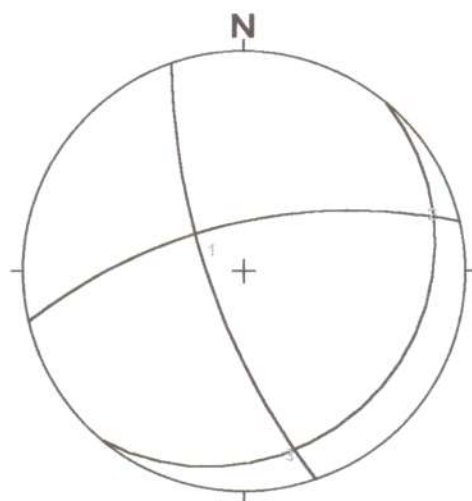


Figura 4.38 - Posição dos tensores calculada segundo o método de Arthaud para falhas do PT-109. (1) corresponde a posição de σ_1 , (2) a σ_3 , e (3) a σ_2 . $n=6$, Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Os dados coletados no PT-109, analisados segundo o método de Arthaud, também com o auxílio do programa Trade, definem os eixos de tensão conforme o diagrama da Figura 4.38. Considerando-se que a estrutura desenvolveu-se num contexto tectônico extensional, ou alternativamente transtensivo (posição correspondente a X ou R' no modelo de Riedel), depreende-se que o eixo posicionado próximo ao centro do estereograma, tem inclinação próximo da vertical, e portanto deve corresponder ao eixo σ_1 , cuja orientação definida pela rede de Schmidt-Lambert é $68^\circ/\text{N}52^\circ\text{W}$. Os outros dois eixos posicionam-se nas proximidades do círculo máximo do estereograma, demonstrando inclinação próximo da horizontal, o que também é perfeitamente compatível com um regime tectônico extensional. Pela orientação média dos planos de falha deduzida a partir do estereograma da Figura 4.37, que como visto é NNW-SSE, depreende-se que a distensão se deu na direção nordeste, e portanto σ_3 corresponde ao eixo a

ENE do estereograma o qual tem atitude $12^{\circ}/N73^{\circ}E$; σ_2 nesse caso, encontra-se a SSE, com atitude $17^{\circ}/S12^{\circ}E$.

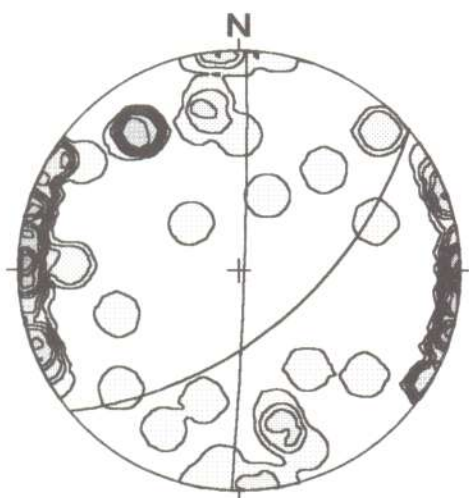
Na região da cidade de Estreito, extremidade norte desse sistema distensivo, o rio Tocantins que desde o paralelo $7^{\circ}00$ mantém uma largura aproximadamente constante, um padrão retilíneo, e direção aproximadamente N-S, alarga-se bruscamente formando inicialmente um remanso de mais de 1 Km até rodear uma ilha de conformação recente. e seguir no rumo nordeste. Os dados da imagem de satélite dessa área mostram o controle do rio por duas feições lineares paralelas em que os dados de campo revelaram tratarem-se de transcorrências sinistrais com um pequeno recobrimento a direita, e o conseqüente desenvolvimento de estrutura romboédrica ou pull-apart em face do abatimento associado a falhas normais geradas nas extremidades das transcorrências, configurando o que aqui se denomina de Romboedro de Estreito (Figura 4.39). No lado sul do romboedro, as falhas extensionais foram permeáveis a introdução de rochas básicas, as quais ali ocorrem sob a forma de dique, e por isso classificadas como diabásios, responsável pelo estreitamento do grande rio e favorecendo assim a construção da ponte sobre o mesmo ao longo da rodovia Belém-Brasília, além de emprestar o nome à sede do Município de Estreito.

O dique básico encontra-se exposto e muito bem conservado nas margens do rio, onde forma expressivos lajeiros de rocha fraturada, onde se efetivou medidas de atitudes de juntas, dispostas a nível mesoscópico segundo duas famílias principais seccionadas por outras secundárias. As medidas, num total de 70, foram plotadas em diagrama de frequência de pólos (Figura 4.40) e se distribuem formando concentrações ao longo das bordas leste e oeste do estereograma, e definindo uma guirlanda média com atitude N-S/88E, representante do sistema de

juntas mais frequentes no afloramento. Uma concentração sob a forma de máximo de menor significância aparece no quadrante nordeste e corresponde a um sistema de juntas orientado NE-SW, e representado pela guirlanda com atitude N50°E/66°SE.



Figura 4.39 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B. Romboedro de Estreito gerado por recobrimento à direita de falhas transcorrentes sinistras ao norte do Sistema Distensivo Estreito São José.



N=71, 1 polo= 1,4%. Schimidt-Lambert semi-esfera inferior.

Figura 4.40.- Diagrama de freqüência de polos de juntas medidas em diques de rochas básicas aflorantes ao sul do Romboedro de Estreito, e o traçado das guirlandas correspondentes à orientação média dos principais sistemas de juntas.

E importante notar desses resultados, a coincidência do sistema de juntas N-S com a orientação das falhas normais que delimitam o romboedro e com a direção geral do Sistema Distensivo Estreito-São José, e do sistema NE-SW com a orientação das transcorrências sinistrais, estas bem evidenciadas através de indicadores cinemáticos sob a forma de ressaltos ao longo dos planos de movimentação, onde também se desenvolveram estrias de slickensides (lineação de estiramento) de baixo ângulo.

Para montante do dique o rio retoma sua largura característica aparecendo arenitos silicificados (cozidos) provavelmente da Formação Sambaíba a justificar a intrusão magmática.

4.2 .2.3. Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado

Esse sistema inclui um feixe de falhas com direção geral N-S disposto na porção centro-leste da área, e que se estende desde o alto curso do rio Itapecuru, na extremidade sudeste, até o vale do Itaueiras no quadrante nordeste.

A área de ocorrência dos elementos estruturais que compõem o Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado devido a espessa cobertura arenosa pertencente às Coberturas Pleistocênicas, é de acesso extremamente difícil, principalmente no período de estiagem quando foram desenvolvidos os trabalhos de campo. Em vista disso não foi possível a observação in-loco das características desses elementos, as quais são deduzidas por feições bastante evidentes mostradas pelos dados de sensores remotos, e consideradas análogas às demais estruturas submeridianas que compõem o Cinturão de Cisalhamento Tocantins-Araguaia. O caráter extensional, por exemplo, parece ser confirmado pelo dique de extensão decaquilométrica instalado na extremidade norte do feixe de falhas, cuja correlação com a unidade de rochas Intrusivas Básicas, constitui critério para considerar o Cretáceo Inferior como uma época de movimentação importante, representando, talvez, o tempo em que ocorreram os pioneiros pulsos cinemáticos.

As falhas e fraturas que os compõem são deduzidos pelo controle exercido sobre a rede de drenagem, com seus cursos retilíneos e obedientes a sua direção estrutural, e sobre as formas de relevo, normalmente representadas por mesas e chapadas residuais, que, por influência dessas estruturas, são deslocadas ou rotacionadas de uma direção original E-W, para NE, NW ou mesmo N-S.

As imagens TM mostram com muita clareza o controle que as fraturas exercem sobre o alto curso do rio Itapecuru e seu afluente o Córrego Rejeitado, alinhados na direção N-S, o mesmo acontecendo com o médio curso do ribeirão Corrente, afluente do rio Farinha. Analisando-se a rede de drenagem naquela região (Figura 4.41) parece bastante evidente, que os atuais afluentes do ribeirão Corrente (Anexo C - Mapa de Drenagem), representados pelo córrego Retiro, córrego Santa Maria e o seu alto curso, encontram-se controlados pelas estruturas do

Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída. Parece claro também que tais afluentes vertiam para sul, em direção ao rio Itapecuru, tendo sido capturados pelo ribeirão Corrente, passando a jogar suas águas para norte em direção ao rio Farinha (Figura 4.41).



Figura 4.41 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, escala aproximada 1:100.000. Fenômeno de captura. Afluente -1- do Ribeirão Corrente -2- foi capturado pelo rio Itapecuru -3- devido a soerguimento ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, situado na porção superior da foto (bacia do ribeirão Corrente), e rebaixamento da Zona Transtensiva Carolina-Pedra Caída, na parte inferior da foto.

Este quadro parece indicar que o ribeirão Corrente tem seu vale drenando uma área soerguida em relação à drenada pelo Itapecuru, que em sua maior parte percorre a Zona

Transtensiva Itapecuru-Carolina, e portanto tectono-estruturalmente rebaixada. Este provável soerguimento deve resultar de movimentações não só do Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado, como também ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, e, se confirmado, se constituirá em mais uma grande evidência de atividade neotectônica na área investigada.

Evidências bastante fortes de movimentações ao longo das duas direções estruturais são dadas por deslocamentos de feições do relevo. Na porção centro-leste da área, região do alto Itaueiras, um dique de direção geral N-S (Sistema Itaueiras-Rejeitado) encontra-se segmentado e deslocado por transcorrências de direção ENE-WSW, indicando, nesse caso, uma movimentação transcorrente ao longo do Sistema Carolina - Pedra Caída, mais nova que a movimentação extensional ao longo do sistema Itaueiras-Rejeitado, que deu origem ao corpo ígneo.

Por outro lado, também ocorrem mesas alongadas segundo a direção das estruturas do Sistema Carolina-Pedra Caída, segmentadas e deslocadas em padrão predominantemente dextral por prováveis falhas de direção N-S, indicando portanto movimentação mais recente ao longo do Sistema Itaueiras-Rejeitado e com uma significativa componente direcional, o que evidencia deslocamento oblíquo nesse sistema distensivo.

Estes exemplos demonstram uma longa história de movimentações nas duas direções estruturais, e até mesmo concomitantes, impossibilitando que se estabeleça uma cronologia relativa.

Feições bastante complexas e não muito bem compreendidas, associadas de alguma forma a estruturação do Sistema Distensivo Itaueiras-Rejeitado, encontram-se no divisor de águas Farinha-Itapecuru, formando as cabeceiras dos rios Itapecuru e São Brás (Figura 4.42). As imagens mostram formas de relevo alinhadas e deslocadas pelas falhas desse sistema, algumas

aparentemente dobradas ou rotacionadas, e que carecem de estudos de campo para serem esclarecidas, mas sem dúvida indicativos de movimentações associadas a esse sistema distensivo.



Figura 4.42 - Estruturas complexas observadas no divisor Alto Itapecuru-Alto Rio Farinha. A definição das características geométricas e cinemáticas dessas estruturas foi impossibilitada por se tratar de área de difícil acesso.

4.3. ANÁLISE GEOMÉTRICO-CINEMÁTICA

O Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina compreende descontinuidades orientadas preferencialmente na direção N70°-85° E, e, secundariamente, nas direções N40°-60°W e N50°-60°E, oriundas de vários episódios de movimentação por cisalhamento simples e caráter rúptil ao longo da zona axial do Arco de Xambioá, conforme interpretação de HASUI et al (1991) (Figura 4.2).

A estruturação antiga desse cinturão, bem como as do Cinturão Tocantins-Araguaia, confunde-se com aquelas de caráter neotectônico, mas os dados disponíveis permitem alinhar algumas considerações importantes.

Os resultados obtidos com o tratamento estatístico dos dados de atitudes de falhas e respectivas estrias medidas no PT-140 (rodovia BR-230), localizado no limite norte do Sistema Transcorrente Carolina Pedra Caída mostram dois eixos com inclinação próxima da horizontal e orientação respectivamente NNE (16°/N12°E) e WNW (10°/N85°W). O terceiro eixo mostra inclinação de moderada a alta, orientando-se para SE (63°/S35°E). Num contexto tectônico transcorrente σ_3 e σ_1 estariam representados pelo eixos em posição horizontal com σ_2 na vertical. Num regime extensional σ_1 estaria em posição verticalizada e σ_2 e σ_3 , horizontais.

As efusões basálticas que constituem a Formação Mosquito sem dúvida devem ter sido conduzidas através de fissuras associadas ao evento extensional Juro-Cretáceo, e, nesse caso o eixo σ_1 teria atuado com inclinação vertical ou próximo da vertical. A posição do tensor extensional definida pelos dados coletados no PT-140 seria NNE-SSW, possibilitando a abertura de falhas profundas segundo a direção ENE-WSW, pela reativação de zonas de fraqueza antigas

associadas à evolução do Arco Xambioá-Terezina (AGUIAR, 1971). Nesse contexto a falha do PT-140 teria sido gerada através de distensão quase frontal, no evento extensional Juro-Cretáceo, com eixo distensivo orientado 16°/N12E, com σ_1 orientado 63°/S35E e σ_2 para 10°/N85W..

No caso do PT-139, os dados parecem indicar a formação das quatro famílias de juntas num regime tectônico transcorrente, implicando numa evolução neotectônica para as mesmas, ressaltando-se a admissão de uma deformação coaxial para o desenvolvimento das estruturas. A análise do diagrama de Arthaud apontam σ_1 orientado 16°/S23E; σ_2 64°/N78°W; σ_3 21°/N59°E

Os dados coletados na falha normal do PT-026, situado na zona transtensiva Farinha-Campo Alegre, também são indicativos de distensão segundo N35°E-S35°W, aqui interpretado como provável posição do tensor extensional neotectônico. Nesse contexto, as falhas de direção N70°-85°E são essencialmente transcorrentes dextrais, com componente extensional pouco expressiva; as de direção N40°-60°W são normais com alguma movimentação oblíqua dextral e aquelas orientadas segundo N50°-60°E são transcorrentes, ora sinistrais, ora dextrais, principalmente as primeiras. As evidências que levam a interpretar esse quadro como neotectônico, são:

- orientação dos elementos do relevo, principalmente as mesas e chapadas residuais da região entre Carolina e Estreito, segundo a direção ENE-WNW; os quais sustentam superfícies de aplainamento de idade pós-cretáceas.
- - orientação preferencial dos elementos de drenagem de segunda e terceira ordens, nessas direções (Figura 4.43), e o nítido controle sobre o traçado do rio Tocantins no trecho que vai desde a montante de Carolina até a jusante de Babaçulândia, onde se torna meandrante em face das discontinuidades em torno de N80°E e N40°-60°W, fugindo do característico padrão

retilíneo (*straight*) e direcionamento norte-sul que mantém na maior parte do seu curso. O rio neste trecho expõe, no período de águas baixas, inúmeros lajeiros e barrancos de sedimentos pertencentes às formações Pedra de Fogo e Motuca, onde podem ser observadas as direções estruturais citadas;

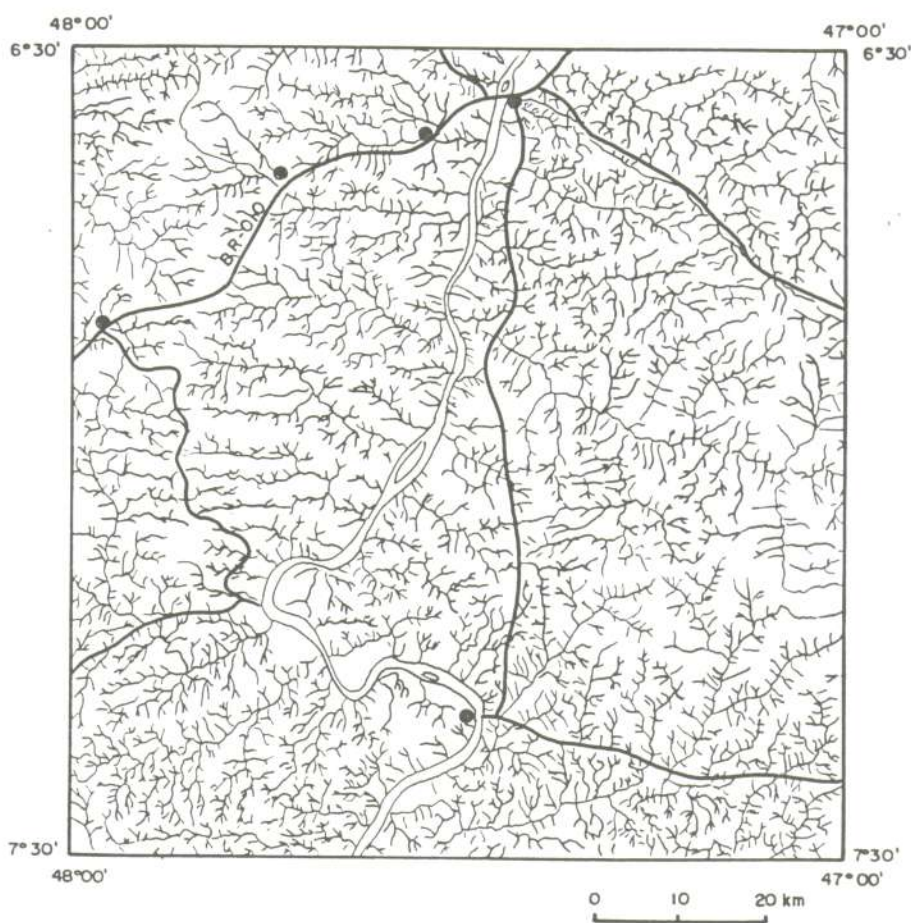


Figura 4.43 - Rede de drenagem da região de Carolina, mostrando em grande parte um padrão retangular, principalmente ao longo do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída.

- À 5,6 Km da cidade de Estreito, medidos ao longo da rodovia BR-230 a partir do entroncamento com a rodovia BR-010 em direção a Carolina, afloramento em corte da estrada

apresenta falhas transcorrentes e flores negativas orientadas preferencialmente segundo N80°E seccionando tanto o conjunto Sambaíba-Mosquito quanto a cobertura pleistocênica;

- À 6 Km ao norte da ponte sobre o rio Farinha (PT-128, Veja mapa anexo C) estruturas em flor negativas com movimentação dextral orientadas em torno de N40°W, afetam a Formação Sambaíba e a seqüência de leques aluviais de idade Terciária da Formação Rio Farinha (Figura 4.23);
- Nesta mesma estrada, à 3,2 Km ao sul da ponte sobre o rio Farinha, observa-se, em um corte, falhas normais orientadas segundo N60°W, afetando a Unidade Rio Farinha, provavelmente miocênica, e sedimentos da Cobertura Pleistocênica;
- Presença em algumas escarpas das mesas e chapadas residuais da região, de descontinuidades apresentando geometria típica de estruturas em flor negativas, a justificar o caráter transtensivo do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, em perfeito acordo com o regime de tensões atuante a partir do Terciário Superior, que segundo HASUI (1990) é caracterizado por compressão horizontal e distensão horizontal e portanto transcorrente.
- Na região de Filadélfia uma falha normal de direção NW-SE afeta a Cobertura Pleistocênica estabelecendo um contato retilíneo nessa direção com a Formação Motuca e com a Formação Sambaíba que sustenta as mesa residuais da região.(Figura 4.44)

Em linhas gerais, o quadro geométrico neotectônico pode ser deduzido a partir da atuação de um binário orientado em torno de E-W a ENE-WSW (N85°E-S85°W) com movimentação dextral, decorrendo um eixo extensional posicionado em torno de N35°E, o que explicaria o desenvolvimento das descontinuidades caracterizadas na área de acordo com o

modelo de Riedel para a deformação não-coaxial (Figura 4.45 4.46). Com base nos dados do PT-139 a posição dos eixo extensional estaria um pouco mais inclinada para leste ($21^{\circ}/N59E$)



Figura 4.44 -Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:100.000. Falha normal de direção NW-SE que estabelece o contato entre as Formações Motuca (padrão enrugado) e Sambaíba (mesas) com a Cobertura Pleistocênica (padrão liso no centro da foto). Estas falhas controlam o trecho meandrante do rio Tocantins (em azul) na direção geral NW-SE..

No modelo de Riedel , as falhas normais com direção $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ (Figura 4.46) corresponderiam as fraturas do tipo T, cuja inclinação, que chega a atingir 15° em relação à ortogonal do eixo extensional (posição de T no modelo), justificaria a movimentação oblíqua ora dextral ora sinistral identificada em vários elementos. As transcorrências direcionadas para $N70^{\circ}-$

85°E com cinemática dextral, as quais compõem o principal feixe de falhas do Cinturão Transcorrente Tianguá - Carolina, são interpretadas dentro desse modelo como fraturas sintéticas do tipo Y, paralelas ao binário externo, enquanto que aquelas segundo N50°-60°E, estariam em posição aproximadamente coincidente com as fraturas do tipo P, cuja cinemática é a mesma do binário externo, e portanto predominantemente dextral, embora movimentações sinistrais também apareçam com frequência.

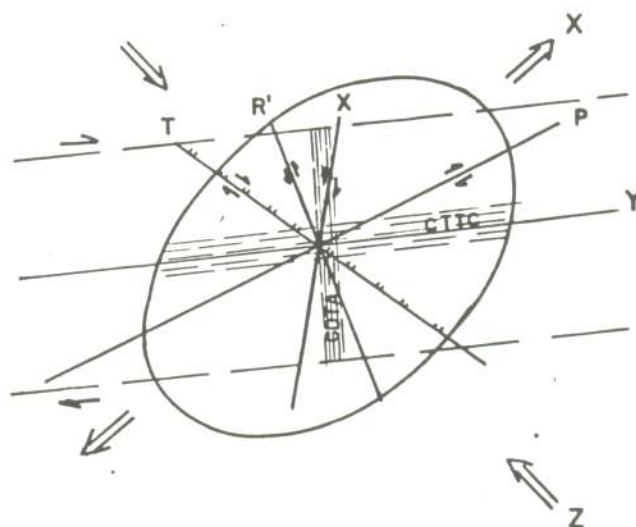


Figura 4.45 - Elipsóide de deformação para as estruturas da Região de Carolina e o posicionamento dos elementos em relação ao binário de Riedel para a deformação não-coaxial.

A ocorrência comum de figuras geométricas representadas por estruturas em flor negativas, bem como das bacias que acolheram os sedimentos da Formação Rio Farinha, uma seqüência de leques aluviais presentes nas áreas de recobrimento das zonas ou sistemas de cisalhamento do Cinturão Tianguá-Carolina (rombograbens), evidenciam o seu caráter essencialmente transtensivo.

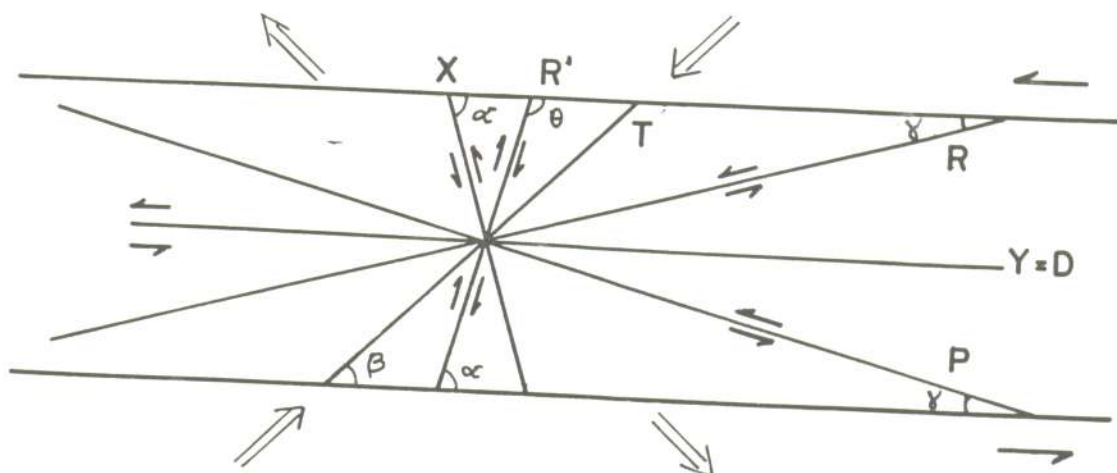


Figura 4.46 - Modelo de Riedel para a deformação não-coaxial. Os ângulos são: $\alpha=75^\circ$, $\beta=45^\circ$ e $\gamma = 15^\circ$ (considerando o ângulo de atrito interno de 30°). R, P, X, X e Y (=D) têm movimentos sinistrais em binários sinistrais. As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento, (Segundo HASUI & COSTA, 1991)

O Cinturão Tocantins-Araguaia, por sua vez, apresenta deformação por cisalhamento simples e em nível crustal superior, caracterizando-se estruturas essencialmente do domínio rúptil, ao longo de vários eventos cinemáticos em regime tectônico distensivo (paleotectônica) e transcorrente (neotectônica). Para o quadro neotectônico, em face da obliquidade dos campos de tensão (NE-SW para σ_3 e NW-SE para σ_1) em relação as estruturas tipicamente submeridianas presentes no Cinturão, identifica-se significativas movimentações direcionais.

Os dados coletados no PT-109, mostram um campo de tensões com eixo extensional orientado para ENE, posição bastante diferente daquela deduzida para o evento extensional Juro-Triássico, induzindo a admitir-se corresponder a posição dos tensores durante o pulso cinemático ocorrido no Cretáceo Inferior. Nesse caso, os eixos sofreram rotação horária em relação ao quadro do Juro-Triássico, provocando forte movimentação extensional ao longo das estruturas orientadas na direção N-S, caso do sistema Estreito-São José, e transcorrente naquelas de orientação ENE-WSW.

Depreende-se que a estrutura foi movimentada durante o Cretáceo em regime tectônico extensional e reativada no Cenozóico agora em regime transtensional, a julgar pela inclinação média do caimento dos planos de falha apontada sistematicamente para o quadrante SW (geometria compatível com a estruturação neotectônica).

A evolução do Cinturão Tocantins-Araguaia no quadro neotectônico, envolveu movimentação normal, mas suas estruturas analisadas em relação ao modelo de Riedel, posicionam-se em correspondência às fraturas tanto do tipo R' como do tipo X, justificando movimentação oblíqua que tanto pode ser sinistral quanto dextral.

Tais falhas oblíquas confundem-se com àquelas relacionadas a movimentações mais antigas, dificultando, nesse caso, a identificação e caracterização da estruturação oblíqua neotectônica do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia.

Em resumo, a orientação dos tensores durante os vários pulsos de movimentação tectônica na área investigada determinada através do método de Arthaud pode ser resumida de acordo com o quadro 4.1:

EVENTO	σ_1	σ_2	σ_3	REGIME TECTÔNICO
JURO-TRIÁSSICO	63/S35E	10/N85W	16/N12E	Extensional
CRETÁCEO	68/N52W	17/S12E	12/N73E	Extensional
TERCIÁRIO- QUATERNÁRIO	3/S55E	85/N38E	6/S35W	transcorrente

Quadro 4.1. - Orientação dos tensores em cada evento cinemático definido para a Região de Carolina e os tipos de regimes tectônicos.

5. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

5.1. BASES CONCEITUAIS

Os complexos processos que conduzem a evolução do relevo, cujo entendimento constitui um dos objetivos fundamentais da pesquisa geomorfológica, relacionam-se dialeticamente, encontrando-se de um lado aqueles de degradação e, de outro, os de agradação, essencialmente contraditórios, mas fundamentalmente complementares. Em permeio a esses extremos encontram-se as áreas ditas conservadas, nas quais, teoricamente, não haveria o predomínio de nenhum dos dois processos, embora sem dúvida estejam presentes de uma forma, por assim dizer, latente.

Na análise da morfologia do relevo tem-se a considerar três tipos principais de modelados denominados de Acumulação, onde se incluem as paisagens em processo de agradação; os de Dissecção, onde estariam atuando os processos de degradação; e os de Aplainamento onde os processos morfológicos em equilíbrio morfodinâmico e esta é dita conservada, e normalmente referida como uma Superfície de Aplainamento. Tais superfícies, em verdade, assumem no contexto evolutivo do relevo um papel de transição, posto que sobre elas podem se preservar depósitos detríticos de natureza colúvio-aluvial (agradação) produzidos pelos processos de dissecção, caso em que a Superfície de Aplainamento é dita Inumada e tais coberturas denominadas de Depósitos Correlativos. Na ausência desses depósitos a superfície é dita Exumada, podendo significar remoção dos depósitos detríticos o que, no fundo, caracterizaria um processo de retomada de erosão sobre a "superfície conservada" e, portanto, degradação.

Um outro conceito básico a ser considerado é o de "nível de base" acima do qual a relevo sofre degradação, e, nesse caso, mesmo as superfícies ditas conservadas estariam em processo de erosão, posto que se situam acima do ponto limite "abaixo do qual a erosão das águas correntes não pode trabalhar, constituindo o ponto mais baixo a que o rio pode chegar, sem prejudicar o escoamento de suas águas" (GUERRA, 1993). O nível de base, portanto, também funciona como uma referência temporal e altimétrica à evolução do aplainamento, estabelecendo o seu mais baixo nível altimétrico, embora nos processos ditos de pediplanação, o nível de base sofra variações topográficas pelo contínuo entulhamento dos vales pelos pedimentos. Não obstante, pode-se dizer, em outras palavras, que uma superfície de erosão ou aplainamento necessariamente foi rebaixada por erosão até o nível altimétrico do nível de base regional ou local existente na época de sua evolução.

KING (1956) lançou as bases para o entendimento da evolução geomorfológica do que denominou Brasil Oriental, região compreendida entre o vale do São Francisco e o litoral Atlântico, cobrindo a maior parte dos estados de Sergipe, Bahia, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo. O autor comparou e relacionou as inúmeras feições morfológicas ali existentes, a ciclos de desnudações (ou de erosões ou de aplainamentos), em cujo desenvolvimento visualizou uma ordenação na qual residiria o segredo da compreensão da geomorfologia brasileira, concretizado através de eventos ou ciclos de erosão ou aplainamentos, os quais em suas respectivas "eras" teriam reduzido esta paisagem a condição de aplainamento intenso ou ondulação suave, em escala que interessou a todo o país. As superfícies reconhecidas foram denominadas de Gondwana de idade .cretácea inferior, Pós-Gondwana do Cretáceo Superior, Sul-Americana do Terciário Inferior, Velhas do Terciário Superior e Paraguaçu do

Quaternário Inferior (Pleistoceno), relacionadas a determinados intervalos de posicionamento altimétrico, sendo a mais antiga a mais elevada, escalonando-se daí em diante até a Superfície Paraguaçu, situada em nível altimétrico mais baixo.

Seguiram-se vários artigos que de uma forma ou de outra reconhecem uma ciclicidade na compartimentação da paisagem não havendo, no entanto, uma consensualidade sobre os mecanismos que controlam este processo. Uma abordagem recente a respeito dessa questão foi apresentada por SAADI (1995) para quem "a opinião de que a formação do relevo de certa região é fruto da ação combinada de forças exógenas e endógenas, não obstante seja justa, virou lugar comum e, de certa forma, instrumento puramente literário de quem receia embrenhar-se na tarefa de separar o joio do trigo".

Dentro desse debate, existem concepções como as de KING (op cit) para quem os ciclos de aplainamentos resultam de uma série de soerguimentos tectônicos, que operaram de modo quase independente de variações climáticas especiais, com apenas alguns efeitos sem maior importância, podendo ser atribuídos aos fatores climáticos. O papel preponderante da tectônica também foi ressaltado por SAADI (op. cit) que aponta várias evidências da intervenção da tectônica na morfogênese da serra do Espinhaço como escalonamentos e basculamentos de superfícies de aplainamentos e de terraços fluviais, na organização da rede de drenagem e falhamentos em depósitos sedimentares cenozóicos, não reconhecendo evidências "palpáveis" de grandes mudanças climáticas em relação ao clima atual, que tivesse exercido influências na morfogênese.

Uma outra vertente de autores prefere ressaltar o papel das variações climáticas globais que teriam ocorrido durante o Cenozóico, caracterizadas principalmente por fases glaciais e interglaciais causadoras de significantes mudanças ambientais de alcance igualmente planetário.

O mecanismo evocado considera que nas fases glaciais, o avanço das geleiras polares em direção aos trópicos (congelamento dos oceanos) teria provocado acentuado rebaixamento do nível dos mares e implantação nas regiões de baixas latitudes, de um clima bem mais seco que o atual, árido a semi-árido, desenvolvimento de vegetação aberta (savana ou savana parque) e chuvas concentradas, geralmente torrenciais (BIGARELA & AB'SABER, 1964; BIGARELLA et al., 1965; BIGARELLA & ANDRADE, 1965; BIGARELLA & MAZUCKOVSKI, 1985).

Nas fases interglaciais como a atual, por outro lado, haveria um recuo das geleiras com subida do nível dos mares, ocorrendo a umidificação do clima nas zonas intertropicais de baixas latitudes. Nestas condições ambientais aumentariam consideravelmente os processos erosivos causadores da degradação lateral da paisagem, favorecendo o desenvolvimento de grandes superfícies de aplainamento, consideradas por sua gênese como pediplanos.

Durante a vigência de clima úmido, seriam salientados os arranjos geo-estruturais e litológicos herdados, fazendo com que a morfologia e a rede de drenagem se adequassem à estrutura geológica regional, mas, durante as épocas de degradação lateral (clima árido a semi-árido), os aspectos do modelado anterior que teriam sido controlados pela estrutura geológica, viriam a ser obliterados, originando-se superfícies aplainadas suavemente, referidas como pedimentos ou pediplanos conforme o caso.

Em face dessas considerações emerge a conclusão de que, para esses autores, adeptos da morfologia climática, somente nos processos atuantes sob clima úmido haveria participação

significativa da estrutura geológica na morfogênese. Em clima árido, o processo de degradação lateral cortaria todas as estruturas e rochas independentes de sua natureza, ou seja, não haveria o controle estrutural (Figura 5.1)

Partindo dessa premissa, BIGARELLA & AB'SABER (op. cit) e BIGARELLA et al., (1965) reconheceram no Brasil, três superfícies de erosão ou de aplainamento, referidas como Pd3, Pd2 e Pd1 (Figura 5.2), em ordem decrescente de idade, correspondendo ao que DEL'ARCO & MAMEDE (1985) denominaram, respectivamente, Pediplano Terciário Inferior, Pediplano Pliocênico e Pediplano Neo-Pleistocênico, nos Estados de Mato Grosso, Goiás e Tocantins, sendo este conceito (pediplanos e pedimentos) utilizado nos diversos mapeamentos realizados pelo Projeto RADAMBRASIL em Território Brasileiro.

Na área investigada são bastante claros os efeitos da tectônica na elaboração do relevo, a qual movimentou e recortou superfícies de aplainamento perfeitamente identificáveis. O papel do paleoclima é de difícil definição embora a constante presença de paleopavimentos detríticos contendo seixos de quartzo e laterito sobre alguns afloramentos da Formação Mosquito conduzam a se admitir a ocorrência de variações climáticas, cujos efeitos estão por ser quantificados.

Considerando-se o evidente controle que a estrutura geológica exerce sobre a distribuição das formas de relevo e na sua compartimentação, é bastante razoável admitir-se que tanto fatores de ordem climática (exógenos) como tectônicos (endógenos), cada um a seu tempo, tenham sido importantes na esculturação do relevo.

Finalmente, um outro conceito a ser discutido é o de mapa geomorfológico. No mapa Geomorfológico anexo, como já referido nos capítulos iniciais desta Tese, apresentam-se as

unidades de mapeamento ordenadas em Domínios Morfoestruturais, que se subdividem em Regiões Geomorfológicas e estas em Unidades Geomorfológicas, que por sua vez abrangem os variados Tipos de Modelados (Acumulação, Aplainamento, Dissecação) adotando-se, nesse contexto, a ordenação dos fatos geomorfológicos segundo a taxonomia constante do Manual de Geomorfologia do IBGE(NUNES et al., 1995).

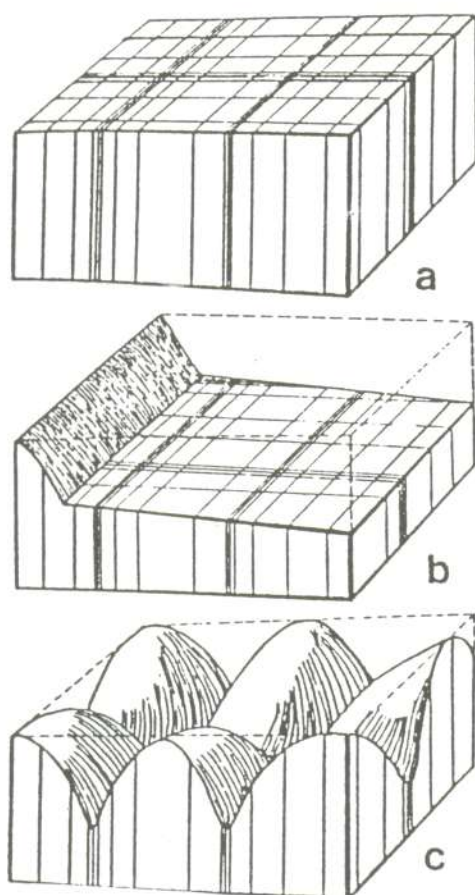


Figura 5.1 - Comparação entre a morfogênese em clima úmido e árido a semi-árido segundo BIGARELLA & MAZUCKOWSKI (1985)

a) - Bloco diagrama esquemático representando a estrutura geológica, seja a distância entre as diáclases ou a diferença de resistência das rochas ao intemperismo químico.

As linhas representam o sistema de diaclasamento o qual pode ser mais ou menos espaçados. As mais próximas entre si também podem representar as rochas menos resistentes, e as mais afastadas as mais resistentes ao intemperismo.

b) - Diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento. A superfície de erosão suavemente inclinada desenvolvida pelo recuo das vertentes corta todas as estruturas e rochas independentemente de sua natureza.

c) - Numa paisagem sob condições climáticas úmidas, tanto a concentração de diáclases ou fraturas, como a presença de rochas menos resistentes ao intemperismo, favorecem a dissecação do terreno com a formação de vales mais ou menos profundos controlados pelos níveis de base locais.

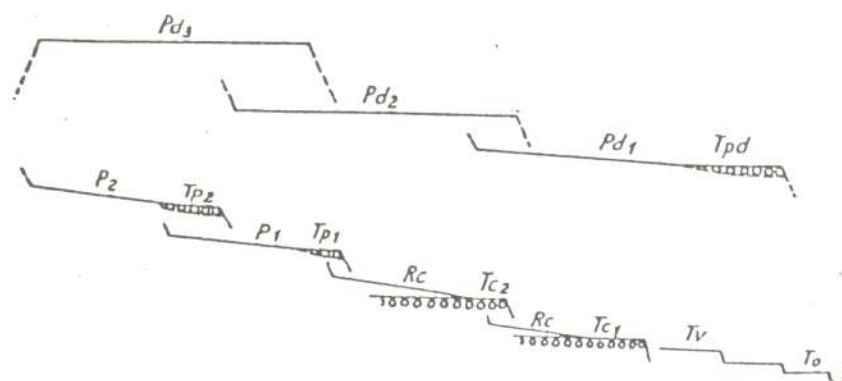


Figura 5.2 - Esquema das relações espaciais existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais de acordo com BIGARELLA & MAZUCKOWSKI (1985). Pd - Pediplano; P - pedimento; Tpd e Tp - terraços correspondentes respectivamente a pediplano e a pedimento; Rc - rampas colúvio-aluvionares; Tc - baixo terraço de cascalho; Tv - terraço de várzea; To - planície de inundação atual.

Nos diversos volumes da série Levantamento de Recursos Naturais do Projeto RADAMBRASIL, os autores, com base nos preceitos normativos propostos por AB'SABER (1969) e MOREIRA (1969), adotam a premissa de que os mapas geomorfológicos devem conter uma série de informações básicas conforme abaixo:

- *Necessidade de figurar a base geológica como elemento essencial do mapeamento geomorfológico.* O Mapa Geomorfológico (Anexo B) foi elaborado a partir do Mapa Geológico (Anexo A), nele constando todas as informações litoestratigráficas e estruturais que de uma forma ou de outra exercem ou exerceram influências na morfogênese;
- *Fixação, delimitação e descrição precisas das formas de relevo em si mesmas, como registro de evento, posicionado em nível de coordenadas e de planimetria, desde que*

a interpretação dessas formas é, por natureza, discutível e superável.; As formas de relevo encontram-se caracterizados através do tipo de modelado (aplainamento, dissecção e acumulação), das formas de topo (tabular, convexo e aguçado) e no aprofundamento da drenagem.

- *A fixação de altimetria e relacionamento entre as diferentes massas de relevo.* Esta informação é fornecida em legenda para cada unidade de mapeamento.
- *A representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais.* Na área pesquisada não foram caracterizadas variações significativas de natureza edáfica, climática ou fitoecológica que justificasse uma compartimentação em domínios morfoclimáticos, enquadrando-se em sua totalidade no domínio morfoclimático dos Chapadões Tropicais com Cerrados e Florestas de Galeria segundo a classificação de AB'SABER (1970). No que se refere aos domínios morfoestruturais, se constituem na base sobre a qual foi estabelecida a compartimentação do relevo;
- *A representação dinâmica da evolução geomorfológica atual.* Esta representação encontra-se configurada através dos índices de dissecção do relevo, baseados nas formas de topo e no aprofundamento da drenagem. Ressalte-se que a representação das variações na densidade da drenagem deixou de ser feita porque na área em questão esta é pouco significativa; os processos atuantes são enfocados a nível de texto;
- *A representação das formações superficiais, que são dados comprovadores da geomorfogênese.* As formações superficiais caracterizadas na área investigada encontram-se representadas em ambos os mapas temáticos pelas Coberturas Detríticas Paleogênicas e Coberturas Detríticas Neogênicas.

Acredita-se portanto que o mapa geomorfológico aqui elaborado atende a praticamente todos os preceitos normativos estabelecidos pelos renomados pesquisadores. Nas linhas seguintes serão discutidas as questões de ordem conceitual que envolvem cada uma das expressões utilizadas na compartimentação e taxonomia do relevo, bem como apresenta-se o sentido em que as mesmas foram utilizadas na presente pesquisa.

5.1.1. Domínios Morfoestruturais

De acordo com GERASIMOV & MESCHERIKOV (1968) a morfoestrutura consiste daquelas formas da superfície da terra que são produzidas pela interação de forças endógenas e exógenas, sendo os fatores endógenos predominantes nos movimentos tectônicos da crosta da terra. Entre as morfoestruturas os autores incluem tanto o que consideram como as formas principais do relevo da terra (cadeia de montanhas, bacias intermontanas, planaltos, depressões, etc.), como também o que seriam "feições de relevo relativamente menores", onde incluem anticlinais, bacias, domos, arqueamentos, falhas e outros "elementos topográficos formados diretamente por movimentos tectônicos". Ainda segundo os autores, o termo teria sido introduzido por I. P. Gerasimov em 1946.

A despeito da evidente confusão conceitual no que se refere a expressões geomorfológicas com termos típicos de geologia estrutural, na definição dos autores está implícito que o termo morfoestrutura se aplica a formas de relevo da terra - e portanto de uma forma ou de outra submetidas às forças endógenas-, modeladas sob uma influência predominante de feições geradas por movimentos tectônicos, ou seja a tectono-estrutura ou estruturas tectônicas. Em

outras palavras, as morfoestruturas seriam as formas de relevo onde os procesos erosivos (exógenos) atuam sob influência das feições tectonoestruturais (endógenos).

Seguindo-se essa definição, um Domínio Morfoestrutural deve reunir agrupamentos de formas de relevo que têm como característica comum, o contróle de uma determinada estrutura geológica de origem tectônica em sua formação, ou seja, reúne agrupamentos de tectonomorfoestruturas cogenéticas.

NUNES et al (1995) consideram os Domínios Morfoestruturais como grandes conjuntos estruturais, que geram arranjos regionais de relevo com formas variadas ou não, guardando relação de causa entre si, e que organizam a causa dos fatos geomorfológicos derivados de aspectos amplos da geologia como os elementos geotectônicos, os grandes arranjos estruturais, e eventualmente a predominância de uma litologia conspícua. Teriam na sua definição as características geológicas como elementos prevaletentes, tais como direções estruturais que se refletem no direcionamento geral do relevo ou no contróle da drenagem principal. Seriam exemplos de Domínios Morfoestruturais as "grandes cadeias dobradas, antigos geossinclíneos, estruturas muito dobradas e/ou falhadas, grandes bacias sedimentares com dobramentos amplos e pequenos mergulhos de camadas, etc. Maciços intrusivos e grandes derrames efusivos também podem constiur Domínios Morfoestruturais assim como grandes áreas onde a erosão obliterou os efeitos litológicos ou truncou estruturas, como os pediplanos ou as depressões periféricas".

Nessa definição há que se destacar em relação a de GERASIMOV & MESCHERIKOV (op. cit) a inclusão da predominância de uma determinada litologia, ou seja a litoestrutura, como elemento de definição de um domínio morfoestrutural, já que os autores citados restringem o conceito de morfoestrutura às estruturas de origem tectônica. Destaca-se também a preocupação

em vincular o termo a feições regionais como grandes bacias sedimentares, cadeias dobradas, geossinclíneos, o que, por via de consequência, colocaria a área investigada no "Domínio Morfoestrutural das Bacias Sedimentares", segundo a classificação de NUNES et al. (op. cit)

Neste trabalho considera-se morfoestrutura qualquer forma de relevo cujos processos morfogenéticos foram ou estão sendo controlados pela estrutura geológica (tectonoestrutura ou litoestrutura), sendo os domínios morfoestruturais considerados como arranjos de morfoestruturas cogenéticas. Sua definição e caracterização é dependente da escala de análise, podendo ser representados por feições tectonoestruturais ou litoestruturais de expressão tanto local ou regional, como um simples plano de falha que exerça um efetivo controle no modelamento de uma ou mais formas de relevo, ou uma banda, zona, sistema ou cinturão de cisalhamento, aí considerados os domínios crustais rúptil, dúctil e suas interações. Somente em escalas muito pequenas o conceito se enquadra naquele sugerido por NUNES et al. (op. cit), onde os elementos estruturais de primeira e segunda ordens como os geossinclíneos, as plataformas e as grandes bacias sedimentares, seriam considerados os Domínios Morfoestruturais.

5.1.2. Regiões Geomorfológicas

Os processos atuantes nos domínios morfoestruturais resultam da interação entre a litoestrutura e os agentes erosivo-deposicionais ou intempéricos que, desde KING (1956), são admitidos como atuantes através de ciclos de desnudação. Seus estágios iniciais e finais correspondem às superfícies de aplainamento e de dissecação as quais arranjam-se em feições de

relevo onde a influência do clima desempenha um papel fundamental para a sua definição e caracterização.

Tais feições são as Regiões Geomorfológicas, as quais em cada domínio morfoestrutural, reúnem agrupamentos de formas de relevo geometricamente similares ou não, originadas em um determinado evento de aplainamento, mesmo quando degradados por ciclos de erosão posteriores, caso em que constituem os seus níveis de dissecação.

O conceito em essência considera as influências climáticas ou paleoclimáticas como os elementos determinantes para a caracterização das regiões geomorfológicas (NUNES et al., 1995) ainda que nos limites dos Domínios Morfoestruturais, enquanto que nesses a estrutura é o elemento determinante, independente de qual (is) nível (eis) de aplainamento ou dissecação a morfogênese está relacionada.

Os trabalhos mais recentes da equipe do IBGE (IBGE, 1990, 1993 e 1994b) considera ainda que limites de Regiões Fitoecológicas ou grandes extensões de uma determinada classe de solos também seriam elementos de definição das Regiões Geomorfológicas, porquanto refletiriam a influência das particularidades ou irregularidades do clima hodierno, para região geográfica considerada. (IBGE, op. cit), característica não verificada na região de Carolina. O conceito portanto se aproxima daquele que define os domínios morfoclimáticos de AB'SABER (1970) embora neste caso não tenham sido analisadas as influências paleoclimáticas, registradas nas superfícies de aplainamento.

5.1.2.1. As Superfícies de Aplainamento

Poucos são os trabalhos que se detêm na difícil tarefa de analisar e caracterizar os ciclos de erosão que participaram ou foram fundamentais na elaboração da paisagem da área pesquisada. Dentre esses há que se destacar aqueles produzidos pelo Projeto RADAM, que numa série de três volumes de relatórios acompanhados de mapas, apresentam uma visão bastante esclarecedora da origem, distribuição e características dos recursos naturais da Bacia do Parnaíba, incluindo-se seções específicas sobre a sua geomorfologia elaborada pela equipe coordenada pelo Prof. G. V. Barbosa (BARBOSA et al.. 1973 a,b e c).

A análise conjunta dessa imensa região, fundamentada em imagens de radar de visada lateral, característica que realça as formas de relevo, permitiu a BARBOSA al. (1973b) definir três superfícies de aplainamento consideradas como pediplanos e denominadas de Pediplano Pré-Cretácico, Pediplano Pliocênico e Pediplano Pleistocênico.

Para BARBOSA et. al. (op. cit) no retângulo que delimita a área aqui enfocada haveriam duas grandes superfícies sendo o nível das mesas e chapadas residuais, as quais se estendem para leste por mais de 200 Km incluindo a serra das Alpercatas, consideradas no contexto do Pediplano Pliocênico, enquanto que o nível mais baixo corresponderia ao Pediplano Pleistocênico. Não haveria registro da superfície mais antiga (Pré-Cretácica) a qual estaria configurada nos platôs bauxíticos da região de Açailândia/Paragominas, (serra do Tiracambu) em nível altimétrico cerca de 100 a 200 metros mais elevado que as citadas formas residuais.

DEL'ARCO & MAMEDE (1985) também reconhecem esses aplainamentos aos quais denominaram de Pediplano Pliocênico e Pediplano Neo-Pleistocênico, fundamentando suas

considerações em grande parte na análise dos depósitos correlativos, identificados, respectivamente, pelo que denominaram de Coberturas Detríticas e Lateríticas Neogênicas e Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleistocênicas.

A análise da altimetria relativa e das formações superficiais evidencia, de fato, a existência de duas superfícies de aplainamento, denominadas de Aplainamento Paleogênico e Aplainamento Pleistocênico (Figura 5.3). Foram consideradas como regiões geomorfológicas conjuntos de formas de relevo modeladas pelo Aplainamento Paleogênico, incluindo-se aquelas dissecadas por morfogênese posterior, ou pelo Aplainamento Pleistocênico, em cada domínio morfoestrutural definido e caracterizado para a área em questão.

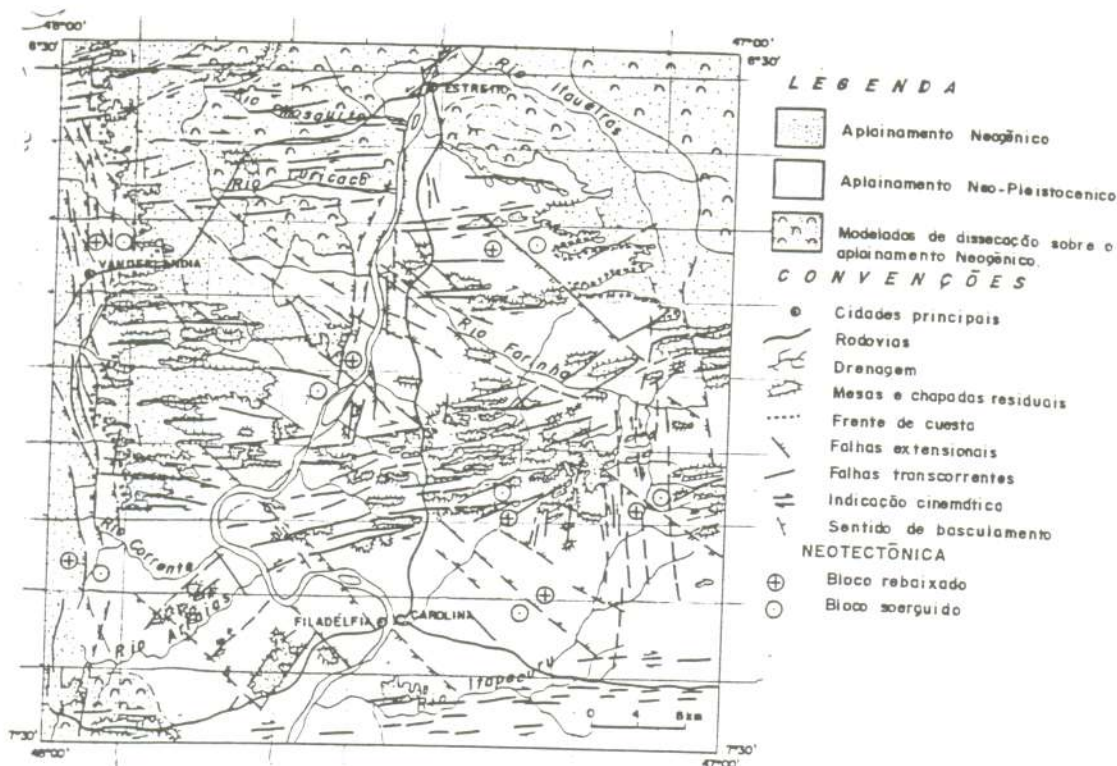


Figura 5.3 - Distribuição esquemática das superfícies de aplainamento na Região de Carolina e principais estruturas.

5.1.3. Unidades Geomorfológicas

Uma Unidade Geomorfológica, por definição, representa uma associação de formas de relevo recorrentes geradas em uma evolução comum (NUNES et al., 1995). ou um conjunto de formas de relevo que apresentam uma certa similitude ou relacionamento direto entre si (condições litológicas, estruturais ou climáticas) e uma posição altimétrica individualizada (PRATES et al., 1981). De acordo com estes últimos autores, estas características, obtidas diretamente do mapeamento geomorfológico, significam que os processos geomorfológicos que atuaram numa unidade são diferentes dos que agiram nas outras, e que alguns desses processos foram predominantes em decorrência de condições litológicas, estruturais ou climáticas. A cobertura vegetal e os tipos de solos seriam também elementos definidores de uma unidade geomorfológica.

Cada Unidade Geomorfológica é a expressão de uma região com evolução morfogenética própria, havendo aquelas onde os processos seguiram as discontinuidades ligadas a movimentações paleo e neotectônicas, e outras onde a dissecação do relevo vincula-se a uma morfogênese principalmente climática, sem influência significativa da tectonoestrutura ou litoestrutura geológica.

Os agrupamentos de formas com características morfogenéticas comuns dentro de uma Região Geomorfológica, são aqui admitidos como os elementos que definem a compartimentação do relevo em termos de Unidades Geomorfológicas nas paisagens em processo de Degradação. Dentro dessa premissa, a unidade fundamental do mapeamento geomorfológico deve

necessariamente expressar as respostas da litoestrutura (litologia e/ou tectonoestrutura) aos fatores de ordem climática atuantes durante o processo de elaboração da paisagem.

A identificação das unidades geomorfológicas incluem ainda os tipos de modelados definidos pelas fácies de dissecação, que marcam as diferentes etapas de degradação da superfície até o nível de base local ou regional.. A expressão espacial das fácies de dissecação é dada pelas formas de seu topo referidas como tabular convexa ou aguçada, e por índices que, no contexto da área investigada, representam-se unicamente pelo aprofundamento da drenagem, segundo os intervalos 15-30 metros (fraco), 30-45 metros(médio) e 45-60 metros (forte), sendo esta representação extremamente útil para a análise da paisagem do ponto de vista utilização sócio-econômica.

5.2.COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO

No mapeamento geomorfológico realizado por BARBOSA et al. (1973b) a área em questão incluiria restos do Pediplano Pliocênico, caracterizado nas superfícies tabulares que configuram as mesas de Carolina, inseridas na "Unidade Morfoestrutural" denominada de Planalto da Bacia Sedimentar Piauí-Maranhão. Essa "Unidade Morfoestrutural" é descrita como apresentando uma superfície em Chapadas, que na parte centro-sul da bacia sedimentar apresenta suave caimento para NNE, enquanto que na parte oriental conforma a serra da Ibiapaba "...a mais extensa cuesta formada em estruturas paleozóicas da bacia".

O conjunto de chapadas que conformam o Planalto, relativamente a bacia como um todo, é seccionado por amplos vales como o dos rios Parnaíba, Gurguéia, Balsas, Alpercatas e

Itapecuru, os quais no entender dos autores estariam pedimentados, conforme poderia ser visualizado desde os rebordos dos divisores d'água até suas calhas, formado uma extensa área aplainada correspondente ao Pediplano Central do Maranhão, unidade morfoestrutural que se teria constituído às expensas da pediplanação pleistocênica.

BARBOSA et al. (op. cit), portanto, visualizaram para a região de Carolina, a presença de duas unidades morfoestruturais, resultantes da atuação de dois eventos de pediplanação superpostos: o Planalto da Bacia Sedimentar do Maranhão, resultante da pediplanação pliocênica, e o Pediplano Central do Maranhão, produto da pediplanação pleistocênica.

No mapa de Unidades de Relevo do Brasil publicado pelo IBGE (IBGE, 1994a) todas as bacias sedimentares brasileiras foram agrupadas no Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares. No que se refere à região em estudo o relevo foi compartimentado em duas unidades denominadas de Planaltos do Meio Norte e Depressões do Meio Norte, correspondendo a diferentes níveis de aplainamento.

As observações veiculadas em capítulos anteriores mostram, de fato, a ocorrência de duas superfícies de aplainamento nesta área, mas que, por razões que serão expostas adiante, a mais antiga foi relacionada ao Terciário Inferior (Paleogeno), diferindo portanto da cronologia admitida por BARBOSA et al (op.cit). A superfície mais nova no entanto permanece relacionada ao Pleistoceno.

Por outro lado, foi visto que as estruturas da região de Carolina, arranjam-se em termos de dois Cinturões de Cisalhamento. O Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina de caráter neotectônico transcorrente e o Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia , extensional, atuantes sobre seqüências essencialmente sedimentares, sobre seqüências vulcanossedimentares ou com

rochas vulcânicas e sedimentares associadas, ou sobre seqüências essencialmente vulcânicas. A distribuição dessas estruturas e a geometria de suas feições planares e lineares, se constituíram em condicionantes fundamentais à elaboração do relevo de modo que os Cinturões de Cisalhamento presentemente definidos correspondem a Domínios Morfoestruturais nas áreas com relevos em processos de degradação. Para efeito de descrição serão denominados 1) Domínio das Formas Associadas às Estruturas Transcorrentes com duas regiões geomorfológicas: Planaltos do Centro-Sul do Maranhão e Planos Baixos do centro-Sul do Maranhão e suas unidades geomorfológicas; e 2) Domínio das Formas Associadas às Estruturas Extensionais contendo a Região das Vertentes Orientais do Araguaia, com uma Unidade Geomorfológica. Além desses compartimentos foram considerados também os Depósitos Aluvionares Atuais caracterizados pela Planície do Tocantins..

5.2.1. Formas Associadas às Estruturas Transcorrentes

Nesse domínio morfoestrutural podem ser identificados vários arranjos de relevo cujas origens, além dos fatores de ordem tectono-estrutural ou litológica, relacionam-se à evolução das superfícies de aplainamento com seus correspondentes níveis de dissecação, constituindo as Regiões Geomorfológicas, as quais, por questões de ordem conceitual, apresentam expressão regional.

As formas vinculadas ao Aplainamento Paleogênico definem no contexto tectono-estrutural predominantemente transcorrente a região geomorfológica aqui denominada de Planaltos do Centro-Sul do Maranhão, tendo em vista ser por esta região que se configura a continuidade das estruturas transcorrentes investigadas estendendo-se para leste até a serra das

Alpercatas e chapadas adjacentes. As estruturas relacionadas são as que constituem o Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina interagindo localmente com àquelas do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, representadas nos sistemas Estreito-São José e Itaueiras-Rejeitado. É importante ressaltar que a ênfase dada aos controles exercidos pela tectono-estrutura não permitem que se mantenha a denominação Planaltos da Bacia Sedimentar do Piauí-Maranhão conforme empregado por BARBOSA et al (1973b), posto que essa expressão inclui, em um mesmo domínio morfoestrutural, estruturas comprovadamente diversas como as que controlam o modelado das Mesas e Chapadas Residuais de Carolina juntamente com suas congêneres que se estendem para leste até a serra das Alpercatas, e as que sustentam a cuesta da Ibiapada (BARBOSA et al., 1973b), de direção submeridiana (COSTA et al., 1991).

Nas associações ligadas ao aplainamento pleistocênico, a morfogênese está relacionada muito mais a fatores de ordem litológica do que tectonoestrutural, e principalmente às influências climáticas. Eles se apresentam como superfícies inumadas por coberturas detriticas quando proveniente do desgaste das serras areníticas, ou como superfícies exumadas truncando rochas basálticas da Formação Mosquito, como na região da cidade de Estreito, ou sedimentos paleozóicos das formações Pedra de Fogo e Motuca formando rampas em direção ao Tocantins, como nas proximidades da cidade de Carolina. Com estas características, correspondem em parte ao Pediplano Central do Maranhão de BARBOSA et al. (op. cit), mas com status de Região Geomorfológica porquanto reúne apenas as formas associadas ao aplainamento pleistocênico no contexto do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, enquanto que o denominado Pediplano Central do Maranhão, conforme definido originalmente, reunia todas as formas associadas ao aplainamento pleistocênico na região do Meio-Norte, o que seguramente deve envolver variados

Domínios Morfoestruturais. Por outro lado, como muitas dúvidas ainda persistem sobre a conveniência do emprego do termo pediplano em face da conotação genética que encerra, preferiu-se evita-lo, empregando-se a expressão descritiva “Planos Baixos” com o complemento da expressão geográfica “do Centro-Sul do Maranhão”, pelos mesmos motivos anteriormente enfocados.

Em resumo, os Planaltos do Centro-Sul do Maranhão e os Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão, são as regiões geomorfológicas pertencentes ao Domínio das Formas Associadas às Estruturas Transcorrentes, cujas características gerais e das unidades geomorfológicas que as compõem, serão descritas em seguida.

5.2.1.1. Planaltos do Centro-Sul do Maranhão

As formas de relevo que definem na área pesquisada a Região Geomorfológica dos Planaltos do Centro-Sul do Maranhão são as mesas e chapadas residuais da região de Carolina, e a sua evolução deu-se às expensas do desmonte dos modelados produzidos pelo soerguimento associado ao evento extensional ocorrido no final do Cretáceo e ao rebaixamento do nível do mar decorrente de possíveis variações climáticas, entre o Cretáceo e o Mioceno.

O evento cinemático mencionado, no contexto evolutivo da Bacia do Parnaíba, foi o reponsável pelo desenvolvimento de uma área subsidente onde se depositaram os sedimentos cretácicos das formações Codó e Itapecuru, limitada a sul pelo Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina e a oeste pelo Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, configurando assim uma ampla Bacia Cretácica, denominada por GÓES & COIMBRA (1996) de Bacia do Grajaú, mas fora dos

limites da área aqui enfocada que, dentro desse quadro, se situava na área elevada que limitava a bacia cretácica pelo lado sul. Acredita-se que variações no nível de base vinculadas a fenômenos glácio-eustáticos (mudanças climáticas), promoveram a exposição dessa paisagem aos processos erosivos, nivelando altimetricamente as seqüências das bordas com as do interior da bacia cretácica. Deduz-se por conseguinte que o aplainamento que nivelou o topo das mesas e chapadas residuais da região de Carolina (borda da Bacia do Grajaú) é temporalmente homólogo ao que desenvolveu os platôs bauxíticos de Paragominas-Açailândia, modelados sobre a Formação Itapecuru, e que nos domínios da área pesquisada trunca os agrupamento de diques que conformam a Unidade de Rochas Intrusivas Básicas.

Este aplainamento é portanto mais jovem que o Cretáceo Superior e, dessa forma, corresponde à Superfície Sul-Americana de KING (1956) ou ao Pediplano Pd3 de BIGARELLA et al., (1965) e BIGARELLA & ANDRADE (1965), sendo aqui denominado de Aplainamento Paleogênico. Ele trunca as unidades mesozóicas (Sambaíba, Mosquito e Intrusivas Básicas) e é recoberto pelos depósitos arenosos que conformam as Coberturas Sedimentares Paleogênicas, correlativas desse aplainamento. Não persistem registros de nenhum controle estrutural sobre as formas associadas ao Aplainamento Paleogênico, provavelmente obliteradas pelo generalizado processo de degradação lateral da paisagem, e pelos depósitos correlativos. A falta do perfil laterítico maturo sobre os basaltos que compõem o topo da maioria das mesas pode ser explicada pela instabilidade da área durante o Terciário e Quaternário, que promoveu um significativo soerguimento da superfície paleogênica, e a consequente erosão do nível correspondente ao perfil laterítico, encontrados sob a forma de blocos, matacões e seixos nos conglomerados Rio Farinha.

A dissecação pela morfogênese úmida atual, pelos processos erosivos associados ao Aplainamento Pleistocênico e por interferências neotectônicas, promoveram sua compartimentação e descontinuidade, deixando antever, no entanto, uma distribuição que extrapolava os limites da área enfocada. Dessa outrora extensa superfície restam apenas relevos residuais com topos posicionados a altitudes que variam de 400 a 500m, mas que, em face de movimentos de bascula, nivelam-se, a nordeste da área, a valores altimétricos em torno de 350 metros (Figura 5.4). A compartimentação mais significativa relaciona-se às interferências neotectônicas que promoveram o escalonamento dessa superfície por toda a borda oeste da área.



Figura 5.4 - Relevos residuais representando testemunhos da Superfície Paleogênica. Notar a suave inclinação das formas, obedientes ao mergulho das falhas e fraturas que controlam o desgaste erosivo

Na margem esquerda do rio Tocantins, região de Filadélfia, a rodovia TO-386 bordeja imponentes relevos residuais tabulares originados pelo Aplainamento Paleogênico, caracterizando seus representantes mais setentrionais. Em sua topossequência, desnivelada em mais de 200m relativamente à rodovia, de uma forma geral pode se descrever um pacote de latossolo roxo capeando a rocha basáltica da Formação Mosquito, responsável pela conservação do relevo (Figura 5.5).



Mais para norte, a dissecação dessa superfície por morfogênese úmida ou sub-úmida atua sobre as descontinuidades associadas ao Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina ou ao Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, escavando vales retilíneos na rocha arenítica. A dissecação modelou formas do tipo mesas, onde a drenagem é mais desenvolvida, e de chapadas residuais que marcam os estágios iniciais da elaboração da rede de drenagem, ou onde esta ainda não se instalou.

Os processos morfogenéticos ocorrentes nessas áreas planálticas são basicamente o escoamento difuso nas áreas planas dos topos e o fluxo de detritos com escorregamento de massas por gravidade nas bordas escarpadas dos relevos residuais. .

Em função do posicionamento geográfico e da heterogeneidade de formas associadas, a região geomorfológica dos Planaltos do Centro-Sul do Maranhão na área pesquisada pode ser subdividida nas unidades geomorfológica (ou sistemas de relevo) Planalto Soerguido de Darcinópolis, Mesas e Chapadas Residuais de Carolina e no Planalto Dissecado do Alto Arraías.

5.2.1.1.1. Planalto Soerguido de Darcinópolis

Ocupa o quadrante noroeste da área onde ocorrem modelados de aplainamento e de dissecação com altimetria variando de 350 a 500 metros, nível altimétrico correspondente ao Aplainamento Paleogênico, que trunca feições estruturais do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina. Os modelados de aplainamento são do tipo retocado inumado por Coberturas Detríticas Paleogênicas quando truncam a Formação Sambaíba, ou do tipo retocado desnudado quando ocorrem os basaltos da Formação Mosquito, ou seus produtos de alteração.

A sua borda oeste constitui o divisor de águas Tocantins-Araguaia, elaborado pelo recuo de escarpas de falha associadas ao Sistema Distensivo Wanderlândia. Neste contexto estrutural o Planalto Soerguido de Darcinópolis corresponde ao bloco alto e compõe áreas aplainadas basculadas para leste em direção ao Tocantins (Figura 5.6). O modelado mais proeminente é uma chapada alongada na direção norte-sul, com a porção sul limitando-se com a Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre, e dissecada a leste segundo formas de topo convexo (colinas) também alongados. Estas formas alongadas tem direção coincidente com as falhas e fraturas do Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca, ou seja, ENE-WSW, e, em parte, aos do Sistema Distensivo Estreito-São José, o que os caracteriza como do tipo estrutural. O aprofundamento da drenagem nos modelados de dissecção foi de 35 e 60 metros, e, portanto, variando do fraco ao forte.

Esta dissecção do relevo, a despeito de ocorrer ao longo das discontinuidades estruturais, não desenvolve formas tabulares, como as mesas e chapadas residuais referidas anteriormente. Isto ocorre devido ao aumento na espessura dos derrames basálticos para leste e para norte, impedindo que os processos erosivos atinjam a Formação Sambaíba, situada estratigraficamente abaixo dos basaltos. O aumento na espessura dos basaltos pode ser explicado pelo colapso da capa das falhas do Sistema Distensivo Wanderlândia em direção a oeste, e o conseqüente basculamento do lapa para leste, ambos associados ao campo de tensões neotectônico que reativou as discontinuidades submeridianas como falhas normais, e as latitudinais como transcorrências, por onde se dá a atual dissecção do relevo, além do que, são naquelas direções que se presume tenha se situado o depocentro da Bacia do Grajaú.



Figura 5.6 - Imagem do sensor TM do satélite LANDSAT-5, escala aproximada 1:400.000. Bordas do Planalto Soerguido Darcinópolis (1), desenvolvidas pelo recuo de escarpas associadas às falhas normais do Sistema Distensivo Wanderlândia. No bloco baixo encontra-se o Planalto Rebaixado Wanderlândia (2).. Notar em (3) a presença de marcas de paleodrenagem que vertia ao Araguaia anteriormente à movimentação neotectônica.

Os limites da unidade a oeste, a sul e a sudeste são marcados por escarpas modeladas no arenito Sambaíba, cujo recuo erosivo propiciou o acúmulo das areias pertencentes às Coberturas Detríticas Pleistocênicas, sobre a unidade Planos Arenosos Interplanálticos..

5.2.1.1.2. Mesas e Chapadas Residuais de Carolina

Corresponde ao conjunto de relevos residuais de topo plano, sob a forma de mesas e pequenas chapadas limitadas por escarpas, disposto na porção central da área com altimetria variando de 350 a 500 metros, e desnivelamentos da ordem de 100 metros em relação aos níveis de base locais, cujo entendimento da morfogênese constitui um dos objetivos principais desta tese.

Essas formas apresentam-se, via de regra, com um fino capeamento basáltico sobre a Formação Sambaíba, que se expõe nas escarpas verticalizadas. Onde não ocorre o capeamento basáltico, aparece um capeamento arenoso pertencente às Coberturas Detríticas Paleogênicas, entendido como produto da desagregação dos arenitos da Formação Sambaíba, ou de seqüências sedimentares intercaladas à Formação Mosquito (Membro Macapá ou Tinguí?)

Essa unidade, diferencia-se do Planalto Soerguido de Darcinópolis, tanto por seu posicionamento geográfico, como também em relação as estruturas do Cinturão Transcorrente, e, sobretudo, pela tipologia dos modelados que a constituem, onde são mais marcantes os efeitos do controle estrutural. Enquanto as formas associadas às Mesas e Chapadas Residuais de Carolina apresentam-se com uma disposição descontínua, formando um imponente agrupamento de mesas e pequenas chapadas alongadas, obedientes às estruturas dos sistemas Rio Feio e Carolina-Pedra Caída (veja Figura 4.4), o Planalto Soerguido tem distribuição, em grande parte, coincidente com a da zona transtensiva Farinha - Campo Alegre e com o Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca, e encontra-se modelada em uma extensa chapada, que ocupa a maior parte da unidade geomorfológica, recoberta por rochas basálticas (Latossolo Vermelho-Amarelo) ou por Coberturas Arenosas Paleogênicas.

Os modelados de topo plano que constituem essa unidade correspondem ao nível altimétrico do Aplainamento Paleogênico, degradado em face do entalhamento da rede de drenagem através das estruturas dos sistemas transcorrentes Carolina-Pedra Caída e Rio Feio orientados ENE-WSW, direção preferencial dos elementos morfológicos. Localmente esta orientação tende a ser modificada pela influência das estruturas dos sistemas distensivos Wanderlândia, Estreito São José e Itaeiras-Rejeitado de direção submeridiana. ou, como nas regiões dos vales dos rios Feio, Farinha, Campo Alegre, Pedra Caída e Brejão, pelas direções de falhas normais NW-SE, a quem se atribui um papel preponderante no soerguimento da Superfície Paleogênica a partir do Mioceno.

Admite-se que através das falhas normais desenvolvidas em posição frontal ao eixo extensional do campo de tensões neotectônico, e portanto de direção NW-SE, e nas falhas normais que limitam zonas transtensivas por recobrimento à esquerda de falhas transcorrentes dextrais, também de direção NW-SE, geradas ou reativadas pelo campo de tensões neotectônico, formaram-se áreas soerguidas e rebaixadas. Sobre estas áreas se definiu o Aplainamento Pleistocênico e as fases de dissecação em clima úmido que se alternaram com as de clima mais seco durante o Quaternário, degradando as soerguidas em mesas e chapadas, e nivelando as rebaixadas a um nível altimétrico 100 a 150 metros abaixo do nível das primeiras, e na maior parte inumadas por depósitos arenosos (Coberturas Pleistocênicas) provenientes do recuo das escarpas areníticas sobre si mesmas. O entalhamento da drenagem, nesse caso, ocorreu tanto através dos planos de falhas normais NW-SE, como através das falhas obliquas N-S do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia e das transcorrências WNW-ESE e NE-SW, vinculadas ao

Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, vez que todas essas estruturas foram de alguma forma movimentadas em resposta as campo de tensões neotectônico.

Essa dissecação estrutural gerou também formas de topo aguçado, com forte aprofundamento da drenagem, sobre arenitos da Formação Sambaíba. A influência da tectonoestrutura encontra-se, nesse caso, significativamente realçada em algumas regiões, onde os relevos residuais despontam desenhando formas de cristas orientadas ou figuras geométricas com desenhos em S ou Z, a evidenciar sentido cinemático sinistral ou dextral conforme o caso (Figura 4.8)

As formas de topo aguçado sob o efeito do clima atual, evoluem para formas mais colinosas onde os blocos de arenitos coluviais aparecem lateritizados e transformados em arenito ferruginoso . O último estágio da evolução se caracteriza pelo rebaixamento por erosão das colinas ao nível de base local, imprimindo suaves ondulações à paisagem em face do contínuo entalhamento da drenagem, ou rampas arenosas inclinadas desde escapas areníticas em direção ao fundo dos vales (Figura 5.7).

5.2.1.1.3. Planalto Dissecado do Alto Arraias

Ocupa o sudeste da área em estudo, com altimetrias que atingem um máximo de 350 metros na serra do Ciriaco, onde as diferenças altimétricas são mais significativas, constituindo as cabeceiras dos formadores do rio Arraias um dos principais afluentes do rio Tocantins pela margem esquerda (Figura 3.3). Para a margem direita os relevos que compõem essa unidade

apresentam-se sob a forma de residuais pouco expressivos presentes no divisor Itapecuru e Lages, em altimetria que atinge uma cota máxima de 250 metros.

Em geral este planalto apresenta -se com modelados de topo plano em nível altimétrico correspondente ao Aplainamento Paleogênico, controlados estruturalmente pelo Sistema Transcorrente Alto Arraias - Itapecuru, onde se sobressai a serra do Ciriaco, com superfície conservada em litologias da Formação Motuca e que representa o principal acidente morfológico presente na unidade, visivelmente orientado WNW-ESE. Sua gênese vincula-se a falhas normais orientadas NW-SE, decorrente do desenvolvimento de áreas transtensivas em zonas de recobrimento de falhas transcorrentes dextrais pertencentes ao Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru, sendo esta gênese também admitida para os residuais do divisor Lajes Itapecuru.

Observa-se uma diminuição dos valores altimétricos da serra do Ciriaco para leste, até coalescer com o nível da superfície Pleistocênica (Unidade Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia) nas proximidades do curso do Tocantins parecendo indicativo de basculamento da superfície paleogênica naquela direção, uma vez que não se percebe nenhum nível de dissecação a separar as duas unidades, a despeito das formas geradas em diferentes eventos de desnudação da paisagem.

Para o norte a superfície da serra do Ciriaco encontra-se em processo de dissecação aparentemente sem grandes influências da litoestrutura, a não ser um padrão grosseiramente retilíneo da rede de drenagem, sistematicamente orientada para o norte. A dissecação é portanto do tipo homogênea e atua sobre litologias da Formação Pedra de Fogo gerando formas de topo aguçado e forte aprofundamento da drenagem.



Figura 5.7 - Aspecto da evolução atual da paisagem. Através da dissecação estrutural as mesas evoluem para formas aguçadas (Figura 5.4) que são rebaixadas por erosão originando colinas inicialmente com forte declividade (2° plano) onde são comuns blocos de arenito ferruginoso (colúvios lateritizados). Estas evoluem para colinas mais suaves (1° plano) constituídas essencialmente de areias. O estágio seguinte se caracteriza pelo contínuo rebaixamento dessas formas colinosas, até compor uma superfície essencialmente plana ou com suaves ondulações.

5.2.1.2. Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão

Esta região geomorfológica é caracterizada por uma superfície arenosa, correlativa do Aplainamento Pleistocênico, posicionada entre as cotas de 180 a 350 metros, proveniente do desgaste das escarpas areníticas, ou, quando exumada, por rampas, suavemente inclinadas em direção ao rio Tocantins, truncando as formações Motuca e Pedra de Fogo ao sul da área investigada, ou os basaltos da Formação Mosquito na região de Estreito e do vale do Itaueiras. Em ambos os casos, interpenetra a Superfície Paleogênica gerando quase sempre diferença altimétrica, sendo o controle estrutural nesse caso bastante evidente pelo alinhamento das formas de relevo segundo os principais trendes estruturais definidos para o Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina.

A idade pleistocênica para esse aplainamento foi defendida por BARBOSA et al. (1973b) com base no escalonamento das superfícies de erosão analisadas em uma área que excede as dimensões da bacia sedimentar do Parnaíba, e cuja cronologia é estabelecida com base na análise dos depósitos correlativos. Nesse contexto, essa superfície teria evoluído posteriormente à sedimentação do Grupo Barreiras, considerado como depósito correlativo da "Superfície Pliocênica", imediatamente mais antiga, por BARBOSA et al. (op.cit).

A origem do Aplainamento Pleistocênico vincula-se ao soerguimento da Superfície Paleogênica pela tectônica transcorrente implantada na passagem do Terciário para o Quaternário, e sua conseqüente degradação durante o Quarternário sob climas alternadamente úmido e árido/semi-árido, acompanhando as mudanças ambientais que comprovadamente ocorreram durante este Período Geológico. Em clima úmido as falhas e fraturas geradas durante a atividade

tectônica influenciariam os processos de dissecação do terreno com a formação de vales mais ou menos profundos controlados pelos níveis de base locais (BIGARELLA & MAZOCKOVSKY, 1985). Com a mudança para clima mais seco, a paisagem evoluiria por degradação lateral através do recuo das vertentes e desmonte da Superfície Paleogênica, com geração de extensos depósitos arenosos nas áreas sobre a nova superfície constituindo o grupo das Coberturas Sedimentares Pleistocênicas.

A presença de residuais do Aplainamento Paleogênico a distâncias de até 10 Km da frente de escarpas da borda oeste do Planalto Soerguido de Darcinópolis evidencia o seu recuo por degradação lateral, o que implica em morfogênese em clima diferente do atual, provavelmente árido a semi-árido. Por outro lado, é bastante evidente uma significativa incisão da drenagem hodierna conforme se verifica no entalhamento dos vales no topo do Planalto, o que se coaduna com o clima úmido atual. Ressalte-se que o recuo da frente de escarpas caracteriza sua forma como uma escarpa de linha de falha, e deu-se às expensas do desmonte do planalto, produzindo uma considerável faixa de coberturas residuais agrupadas na unidade das Coberturas Sedimentares Pleistocênicas, as quais confundem-se a oeste com as coberturas mais antigas, de características litológicas idênticas.

Estas coberturas portanto são os depósitos correlativos do Aplainamento Pleistocênico que, do vale do Araguaia, contorna o conjunto de serras do Planalto Soerguido de Darcinópolis pelo lado sul, ou interpenetram as Mesas e Chapadas Residuais de Carolina, interligando-se com a área de maior distribuição da Superfície Pleistocênica já no vale do Tocantins. Isto se deve a fenômenos de captura de algumas cabeceiras de drenagens que vertiam ao Araguaia, pelo

entalhamento do rio Corrente, afluente esquerdo do rio Tocantins, estabelecendo um corredor que interliga os aplainamentos desenvolvidos originalmente em diferentes bacias hidrográficas

No vale do rio Tocantins a superfície apresenta as mesmas características do vale do rio Araguaia em toda a faixa de afloramento do conjunto Formação Sambaíba/Formação Mosquito, posto que se interpenetra aos relevos residuais da região de Carolina produzidos pela dissecação do Aplainamento Paleogênico ao longo das estruturas dos cinturões Tianguá-Carolina e Tocantins-Araguaia. Da mesma forma que no vale do Araguaia, a erosão remontante e o recuo das escarpas areníticas sobre si mesmas produziram expressiva distribuição dos depósitos arenosos que constituem as Coberturas Pleistocênicas, formando ampla superfície inumada, extremamente desfavorável às práticas agrícolas que caracterizam a atividade sócio-econômica regional.

Ao sul da faixa arenosa, a remoção da Cobertura Pleistocênica e o entalhamento dos vales por retomada de erosão expõem litologias da Formação Motuca, estabelecendo limites acentuadamente recortados para o contato (ao norte de sua faixa de afloramentos) Motuca/coberturas sedimentares. Mais ao sul trunca os sedimentos permianos da Formação Pedra de Fogo não se desenvolvendo os depósitos correlativos, mas sim, rampas suavemente inclinadas em direção ao Tocantins, interrompidas por residuais do Aplainamento Paleogênico.

A Região Geomorfológica Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão foi subdivida nas unidades geomorfológicas Planos Basálticos de Estreito, Planos Arenosos Interplanálticos e Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia.

5.2.1.2.1. Plano Basáltico de Estreito

Ocupa as porções centro-norte e nordeste da área, na região do vale do Itaueiras, com altitudes em torno de 250 metros nas regiões mais distantes do curso do Tocantins, decrescendo a valores em torno de 150 metros nas proximidades desse rio, onde se sobressaem modelados planos correspondentes ao nível altimétrico do aplainamento pleistocênico retocado e desnudado por retomada de erosão, sobre litologias da Formação Mosquito.

No canto nordeste ocorrem também modelados de dissecação com topos convexos e aguçados de aplainamentos mais antigos, provavelmente do Terciário Superior, provisoriamente colocados nessa unidade devido à falta de uma melhor definição quanto a verdadeira caracterização da superfície original. Nessas áreas verifica-se de fraco a médio aprofundamento da drenagem, sobre litologias essencialmente basálticas da Formação Mosquito, onde não se constatou, a priori, evidências de um controle estrutural significativo para essa dissecação.

A unidade limita-se a leste e a sul com os Planos Arenosos Interplanálticos ou com as Mesas e Chapadas Residuais de Carolina. Com a primeira, o limite é marcado no trecho em que as areias que constituem as Coberturas Detríticas Pleistocênicas presentes sobre os Planos Arenosos Interplanálticos, cedem lugar à solos do tipo Latossolo Vermelho-Escuro desenvolvidos a partir da alteração dos basaltos da Formação Mosquito. Com a segunda, o limite é mais claramente definido, tendo em vista as diferenças altimétricas entre a superfície dos planos basálticos e o topo das mesas e chapadas residuais.

5.2.1.2.2. Planos Arenosos Interplanálticos

Corresponde a uma extensa superfície elaborada pelo Aplainamento Neo-Pleistocênico, tanto nos domínios das zonas transtensivas, como interpenetrando áreas planálticas dos sistemas transcorrentes, com altimetria variando de 150 a 250 metros a depender da posição em relação ao curso do rio Tocantins. Constitui essencialmente uma superfície que trunca litologias da Formação Sambaíba e Formação Rio Farinha, inumada por Coberturas Detríticas Pleistocênicas, formando rampas coluviais a partir das áreas elevadas que constituem as Mesas e Chapadas Residuais de Carolina ou a borda oeste do Planalto Soerguido de Darcinópolis; em outros trechos acha-se retocada pela retomada da erosão holocênica, ocasionando suaves ondulações no relevo.

Limita-se ao sul através de um contato recortado e sem diferenças altimétricas com a unidade Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia, e ao norte mostra a continuidade do Aplainamento Pleistocênico para a unidade Planos Basálticos de Estreito. Por toda parte central interpenetra os relevos residuais da unidade Mesas e Chapadas Residuais de Carolina formando as áreas interplanálticas, e, a oeste, compreende a base das escarpas de falha da Unidade Planalto Soerguido Darcinópolis (Figura 5.6), a quem separa do Planalto Rebaixado de Wanderlândia, unidade pertencente ao Domínio das Formas Associadas a Estruturas Extensionais.

5.2.1.2.3. Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia

Esta unidade geomorfológica foi elaborada pelo Aplainamento Pleistocênico nos domínios da Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina, constituindo uma superfície exumada, por retomada de erosão onde estão expostas as unidades paleozóicas Motuca e Pedra de Fogo.

Comprende uma rampa desenvolvida em ambos os lados do vale do rio Tocantins, suavemente inclinada em direção ao talvegue desse curso d'água, com as maiores altitudes sendo observadas nas vertentes orientais e atingindo valores em torno de 300 metros, nas cabeceiras dos rios Itapecuru e Lages. A oeste, a superfície rampeada se estende até o feixe de falhas normais pertencentes ao Sistema Distensivo Wanderlândia, e, embora conforme o bloco alto (lapa), não ultrapassa os 200 metros de altitude, ao passo que o bloco baixo (capa) eleva-se a até 350 metros, configurando o quadro de inversão de relevo já mencionado. Ressalte-se que a diferença altimétrica verificada nessa área entre duas superfícies geradas em diferentes ciclos de desnudação, constituiu evidência adicional e importante critério de definição da cronologia dos aplainamentos. Isto porque a superfície posicionada a oeste trunca basaltos e arenitos da Formação Sambaíba, situação análoga a da superfície que conforma os topos do Planalto Serguido de Darcinópolis, que juntamente com os das Mesas e Chapadas Residuais de Carolina constituem registros do aplainamento mais antigo da área e de quem se separa, a partir da altura da rodovia TO-580 para norte, pelas falhas normais do mesmo sistema distensivo. Nesse caso a superfície posicionada a oeste do feixe de falhas deve corresponder ao aplainamento paleogênico rebaixado por falhas normais do Sistema Distensivo Wanderlândia, o que é confirmado pelos dados de campo que mostram estas falhas mergulhando sistematicamente para oeste.

Os Planos Rampados de Carolina-Filadélfia limitam-se ao norte com os Planos Arenosos Interplanálticos ou interpenetra os relevos alçados da Unidade Mesas e Chapadas Residuais Carolina, situação bem caracterizada nas proximidades de Filadélfia com um agrupamento de mesas bordejadas pela rodovia TO-386, cujos topos apresentam diferenças altimétricas em relação à unidade em questão, que ultrapassam os 250 metros (Figura 5.5).

Nas vertentes orientais do rio Tocantins aparecem localmente formas residuais de aplainamentos mais antigos também colocados nessa unidade, em face da não caracterização da Superfície conservada do aplainamento que lhes deu origem.

5.2.2. Formas Associadas às Estruturas Extensionais

5.2.2.1. Vertentes Orientais do Araguaia

A região geomorfológica caracterizada por formas desenvolvidas pelo aplainamento paleogênico no Domínio das Estruturas Extensionais, correspondente ao Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, recebeu a denominação de Vertentes Orientais do Araguaia, considerando sua inserção nos domínios da bacia do rio homônimo. Estas formas de relevo são controladas principalmente pelas estruturas extensionais da borda oeste da área, mais especificamente pelas do Sistema Distensivo Wanderlândia.

A movimentação ao longo do feixe de falhas normais pertencente a esse sistema gerou um bloco soerguido a leste e um rebaixado a oeste, com desnivelamentos que ultrapassam os 100 metros, constituindo o divisor Tocantins-Araguaia, em que as vertentes do Tocantins situam-se no

bloco soerguido, e as do Araguaia no rebaixado. Ao sul do rio Corrente, a superfície correspondente ao bloco rebaixado encontra-se em nível altimétrico mais elevado que a do bloco soerguido, compondo um quadro de inversão de relevo, tendo em vista que nessa região o feixe de falhas coloca em contato ora basaltos da Formação Mosquito, ora arenitos silicificados da Formação Sambaíba, com litologias mais vulneráveis aos processos erosivos pertencentes a Formação Motuca. No nível altimétrico da Formação Motuca, define-se o aplainamento Pleistocênico.

Essa região na área investigada é representada pela Unidade Geomorfológica Planalto Rebaixado de Wanderlândia, descrita a seguir.

5.2.2.1.1. Planalto Rebaixado de Wanderlândia

Esta unidade se dispõe na parte ocidental da área em estudo, caracterizando-se por modelados de aplainamento e de dissecação sobre litologias das formações Mosquito e Sambaíba, em níveis altimétricos que atingem os 350 metros ao sul, onde se verifica o mencionado quadro de inversão do relevo, discutido a nível de região, decaindo para valores em torno de 200 metros em direção ao norte, ao longo dos vales da região próxima à Wanderlândia.

Em linhas gerais representa uma superfície aplainada onde se sobressaem depósitos das Coberturas Detríticas Paleogênicas sobre os arenitos Sambaíba, ou Latossolos sobre a Formação Mosquito, limitada ao norte com os Planos Arenosos Interplanálticos e ao sul com os Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia.

Os modelados do Aplainamento Paleogênico encontram-se preservados nos domínios do bloco rebaixado (capa) do Sistema Transcorrente Wanderlândia, cujas zonas de fraqueza controlam a dissecação diferencial do relevo gerando modelados de topo convexo e tabular, e fraco aprofundamento da drenagem, principalmente no alto curso do rio Corrente. Ressalte-se que este trecho do referido rio denota um evidente fenômeno de captura de drenagem, uma vez que, ao que tudo indica, originalmente corria para a bacia do Araguaia. Tal constatação constitui evidência adicional para o admitido rebaixamento da unidade geomorfológica em questão, em relação às Mesas e Chapadas Residuais Carolina, ao Planalto Soerguido Darcinópolis, e, a despeito da inversão de relevo, aos Planos Rampeados Carolina-Filadélfia.

No extremo norte, a dissecação da superfície parece controlada por estruturas do Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca de direção E-W, o que confirma a projeção desse sistema para oeste em relação às estruturas do Sistema Transcorrente Carolina - Pedra Caída que tem seu limites ao longo do Sistema Distensivo Wanderlândia, decorrendo a formação da Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre.

5.2.3. Planícies Aluvionares

O Domínio das Planícies Aluvionares é caracterizado pelos relevos em processo de agradiação e na área pesquisada são identificados apenas na bacia do Tocantins, não permitindo compartimentações em Regiões Geomorfológicas. Apenas uma Unidade Geomorfológica foi identificada e recebeu a denominação de Planície do Tocantins.

5.2.3.1. Planície do Tocantins

BARBOSA et al. (1973b) abordaram as influências da tectônica sobre a gênese do relevo, admitidas como de maior significação que as de ordem litológica e, especificamente sobre a área, afirmam que o rio Tocantins penetrou nas estruturas da bacia sedimentar Piauí-Maranhão possivelmente durante o paroxismo da reativação Wealdeniana. Tal reativação teria movimentado o Lineamento Tocantins-Araguaia de KEGEL (1966), de direção S-N, ao qual o rio estaria adaptado na região de Carolina, e também ao norte dela, na região de Tocantinópolis, infletindo bruscamente para NW na região de Imperatriz, já sob influência "dos lineamentos da Bacia Amazônica" (sic).

O curso do rio Tocantins, de fato, desde a altura do paralelo 12° no extremo sul do Estado do Tocantins, tem seu curso adaptado às estruturas submeridianas do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, mas a partir do paralelo de Pedro Afonso ($\pm 9^\circ\text{S}$) sofre um pequeno desvio para nordeste e isso se deve a movimentações neotectônicas, conforme evidencia a superimposição do seu curso às estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina que, conforme já enfatizado, desempenharam um papel fundamental no soerguimento do relevo, notadamente na região de Carolina.

Tal superimposição é marcada por um meandramento de amplitude decaquilométrica que o grande rio sofre a partir da foz do rio Manoel Alves Grande, onde inicialmente se acentua sua deflexão para leste para logo em seguida descrever uma curva acentuada para a esquerda formando a grande inflexão de Carolina. Esta inflexão se deve ao soerguimento acentuado da margem esquerda atual do rio Tocantins por falhas normais de direção NW-SE, com a

preservação de terraços antigos desnivelados em até 20 metros em relação ao nível mais alto das águas, constituindo uma margem de erosão no lado de Carolina, e uma de deposição com planície de inundação no lado de Filadélfia. Para montante onde o curso ainda mantém sua direção nordeste, é controlado por falha orientada NE-SW, com um bloco soerguido pela margem esquerda, sujeita a erosão, e um rebaixado na margem direita onde ocorre transbordamento com inundação na época das cheias, que se estende até o baixo curso do rio Manoel Alves Grande.

Após a inflexão de Carolina o rio serpenteia por formas controladas pelas transcorrências de direção ENE-WSW, adquirindo a partir do povoado de Canabrava uma direção noroeste, em decorrência novamente das falhas normais, ou obliquas dextrais, com esta direção. Na altura de Babaçulândia forma-se um outro braço de meandro com erosão na margem convexa (correspondente à margem de Babaçulândia) e deposição na margem côncava, também com formação de planícies de inundação. Esta segunda inflexão decorre do soerguimento da margem esquerda em face às movimentações neotectônicas do Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, que forçam o rio a descrever uma grande curva, chegando a correr para sudeste por cerca de 4 quilômetros. Daí para montante ele se superimpõe efetivamente às estruturas do Sistema Transcorrente Carolina Pedra-Caída, seccionado-as segundo uma direção Nordeste.

A direção geral submeridiana é retomada onde o rio Tocantins penetra a Zona Transtensiva Farinha Campo-Alegre, que constitui um baixo estrutural onde persistem registros da estruturação antiga do Cinturão Tocantins-Araguaia, representada nas falhas normais ou obliquas dextrais e sinistrais do Sistema Distensivo Estreito São José, direção que se mantém até os limites da área ao norte, com pequenas deflexões para noroeste. Ressalte-se que no trecho entre a ilha de

São José e a foz do rio Farinha secciona um grande romboedro transtensivo, cujas falhas normais NW-SE constituem o eixo de drenagem do rio Farinha a leste e do rio Campo Alegre a oeste.

Os sedimentos aluvionares atuais mapeáveis na escala 1:200.000 concentram-se essencialmente na calha do rio Tocantins, no baixo curso do rio Manoel Alves Grande, e em praticamente toda extensão do ribeirão Sant'Ana. Eles são de dois tipos: há os que resultam do transbordamento do rio na época das cheias, caracterizados como de planície de inundação, e os ligados à dinâmica da corrente fluvial formando os depósitos de barras em pontal e barras longitudinais. Em ambos os casos, a maior distribuição situa-se no trecho meandrante do rio Tocantins desde o extremo sul da área até a região central, em face do controle exercido pelas estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá - Carolina.

6. EVOLUÇÃO PALEOTECTÔNICA

Foi enfatizado nos capítulos anteriores que as estruturas identificadas na Região de Carolina arranjam-se segundo os Cinturões Tianguá-Carolina, com orientação ENE-WSW, e Tocantins-Araguaia, de direção submeridiana.

As do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina mostram coincidência espacial com o Arco Xambioá-Terezina de AGUIAR (1971) cuja orientação, conforme já enfatizara ANDRADE (1983), é concordante com a orientação das estruturas arqueanas de Carajás, enquanto que as estruturas do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia ter-se-iam desenvolvido por reativação das zonas de cavalgamento e foliação do "Cinturão Orogênico Araguaia" de idade proterozóica (COSTA et al., 1991). Isto posto, parece bastante convincente a sugestão de que os primórdios dos eventos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento dessas estruturas remontem ao Proterozóico quiçá Arqueano.

Entretanto, é somente a partir do Paleozóico que se afiguram os registros mais confiáveis a respeito dessa evolução, e referentes ao Arco Xambioá-Terezina, definido por AGUIAR (1971) a partir da análise de isópacas das formações paleozóicas (Serra Grande principalmente). Esta estrutura, por todo o intervalo que vai do Ordoviciano ao início do Triássico (deposição da Formação Motuca) teria se comportado como uma feição positiva subdividindo a Bacia do Parnaíba em dois compartimentos distintos (AGUIAR, 1971; ANDRADE, 1983; PETRI & FULFARO, 1983; GÓES, 1995). Ao norte do arco se estendia um eixo deposicional com direção sudeste a partir da ilha do Marajó, infletindo para leste a partir do centro do Estado do Maranhão em direção ao sul de Tianguá (Ceará) coincidente com o lineamento Parnaíba-Marajó (GÓES,

1995) através do qual a Bacia do Parnaíba se conectava com a Bacia do Amazonas. A sul e sudeste um segundo eixo deposicional, passando próximo a Floriano e Santa Filomena, no Piauí, coincidente com a orientação do Lineamento Transbrasiliiano, estabelecia a conexão dessa bacia com aquelas do oeste africano (GÓES, op. cit), interligada à do Parnaíba no contexto do Paleocontinente Gondwana.

Para a área investigada, o registro sedimentar mais antigo ocorreu ao longo do segundo eixo deposicional e encontra-se na seqüência rítmica da Formação Pedra de Fogo, com deposição remontando ao final do Permiano, em ambiente de mar epicontinental de características regressivas, prenunciando a continentalização que se estabeleceria nessa bacia a partir do início do Mesozóico. Esta formação apresenta ainda fácies de ambiente lacustre ou lagunar com acumulações evaporíticas, bem como sedimentos fluviais e restritos níveis com características eólicas

A Formação Motuca, que sucede a Formação Pedra de Fogo na coluna estratigráfica através de contato gradacional, teve sua deposição iniciada no final do Permiano estendendo-se ao início do Triássico, com registros de seqüência evaporítica de mares confinados associados à sedimentação continental fluvial. Finalmente, a Formação Sambaíba composta de sedimentos eólicos de um sistema deposicional desértico, representa a seqüência de ambiência tipicamente continental. Essas unidades, juntamente com a Formação Piauí mais antiga e que não aflora na região de Carolina, constituem o Grupo Balsas, unidade que representa o terceiro grande ciclo tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba, todos marcados por episódios transgressivo-regressivos (GÓES, 1995).

Os eventos tectônicos ocorridos durante a deposição dessas unidades apresentam forte vinculação com o fechamento do Oceano Atlântico I, devido à agregação da América do Norte ao Gondwanaland, constituindo o Supercontinente Pangea. Os principais reflexos desse fenômeno teriam sido:

- inversão fraca da bacia, em que falhas normais funcionaram em parte como cavalgamentos, e modificação nos movimentos das falhas de transferência (COSTA et al., 1991);
- continuado soerguimento da porção central da Bacia do Parnaíba, restringindo progressivamente o mar Balsas, até ceder lugar a um ambiente francamente continental, concretizado nos sedimentos eólicos da Formação Sambaíba, e em parte das formações Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (AGUIAR, 1971, CAPUTO, 1984, BEZERRA et al., 1990; COSTA et al. 1991, GÓES, 1995);
- soerguimento ao longo do Lineamento Tocantins-Araguaia (porção leste da bacia), aqui caracterizado como um cinturão de cisalhamento, durante a sedimentação da Formação Pedra de Fogo, ou da Formação Piauí segundo AGUIAR (op. cit), individualizando a Bacia do Amazonas da Bacia do Parnaíba, antes interconectadas através do Lineamento Parnaíba-Marajó (AGUIAR, 1971, GÓES, op. cit); esta fase também marca uma interrupção na deposição sedimentar da Bacia do Amazonas que só viria a ser restabelecida no Cretáceo com a Formação Alter do Chão;
- Inversão tectônica do Arco Xambioá - Terezina que passou a se comportar como eixo deposicional a partir do Permo-Triássico (GÓES, 1995)

No final do Triássico e início do Jurássico os eventos que antecederam ao break-up do continente Gondwana se refletem na Bacia como um todo pelo desenvolvimento de um regime

tectônico extensional gerador de profundas falhas por onde penetraram as efusivas básicas com restritas intercalações sedimentares que constituem a Formação Mosquito.

REZENDE (1972), enfocando a origem do magmatismo toleítico verificado nas bacias do Amazonas e do Parnaíba nessa fase, acredita que ao iniciar-se as separações dos continentes (América do Sul e África), estabeleceram-se ao mesmo tempo no hemisfério sul o "proto-Atlântico Norte e o proto-Atlântico Sul", separados pela deflexão de Santa Cruz. Devido à esse evento, a "proto-América do Sul" ficou, ao norte, sujeita a uma roto-translação sinistral, e, ao sul, a uma roto-translação dextral. A existência de um ponto de fraqueza à altura da atual foz do Amazonas permitiu que se propagasse intracratonicamente um sistema de fraturas simultâneas que viria atingir ambas as bacias por onde teria ascendido o magma toleítico. O magmatismo Mosquito teria ascendido através da denominada "fratura do Maranhão", representando o ramo de um ponto tríplice desenvolvido na altura da foz do Amazonas, que, de acordo com o esboço apresentado pelo citado autor, se propagaria para sudeste segundo uma direção geral aparentemente coincidente com a do citado Lineamento Parnaíba-Marajó de GÓES, (1995), infletindo para sul segundo uma posição coincidente com a do Lineamento Tocantins-Araguaia. Esta fratura teria uma ramificação denominada Fratura Boa Esperança que fragmentaria a bacia segundo uma direção WNW-ESE, em um posicionamento espacial que poderia muito bem se ajustar ao eixo da Estrutura Xambioá-Terezina (Figura 6.1).

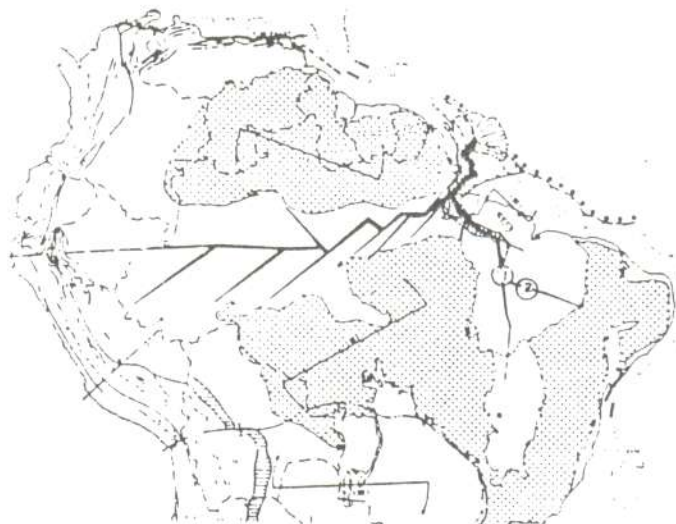


Figura 6.1 - Sistema de fraturas desenvolvido no interior da placa sul-americana em decorrência do *break-up* do continente *Gondwana* 1 - Fratura do Maranhão; 2 - Fratura de Boa Esperança(segundo REZENDE, 1972).

Nesse sentido, GÓES (op. cit) postula que os citados eventos precursores à desagregação do Gondwana propiciaram o abatimento da região central da "Província Sedimentar do Meio Norte", formando-se um sistema de *rifts* interiores, orientados ENE-WSW, na porção central, e NNE-SSW, no prolongamento para nordeste, constituindo a Anficlise das Alpercatas. A implantação destes *rifts* teria ocorrido principalmente sobre a área da paleoestrutura Xambioá-Terezina, aproveitando-se das zonas de fraqueza ali desenvolvidas durante eventos pretéritos, passando a se comportar como eixo deposicional de uma nova sedimentação e, principalmente, sítio de magmatismo básico distribuído pelas formações Mosquito e Sardinha e em rochas intrusivas.

Na Região de Carolina não persistem registros sedimentares dessa fase, mas foram intensas as manifestações do magmatismo básico conforme atesta a significativa distribuição da

Formação Mosquito. Os dados coletados no PT-140, mostram que a distensão atuou em posição quase frontal às estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, interpretado como os registros hodiernos do sistema de *rifts* aventados por GÓES (op.cit), ou da "Fratura de Boa Esperança" de REZENDE (1972).

O eixo extensional σ_3 , determinado através do método de ARTHAUD com base nas medidas das orientações dos planos de falha e estrias do PT-140, apresentava-se orientado 16/N12E, justificando a reativação de antigas zonas de fraquezas, ou a geração de novas, através de falhas oblíquas dextrais orientadas WNW-ESE com forte componente extensional. Acredita-se que essa distensão, quase frontal, é que teria possibilitado a abertura das descontinuidades e percolação das lavas básicas que viriam constituir a Formação Mosquito (Figura 6.2a), ao longo e através, portanto, das estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina. As estruturas do Cinturão Distensivo Tocantins Araguaia, de orientação submeridiana, diante desse quadro, deve ter sofrido movimentação direcional, ou oblíqua, predominantemente sinistral, e podem ter funcionado com falhas de transferência.

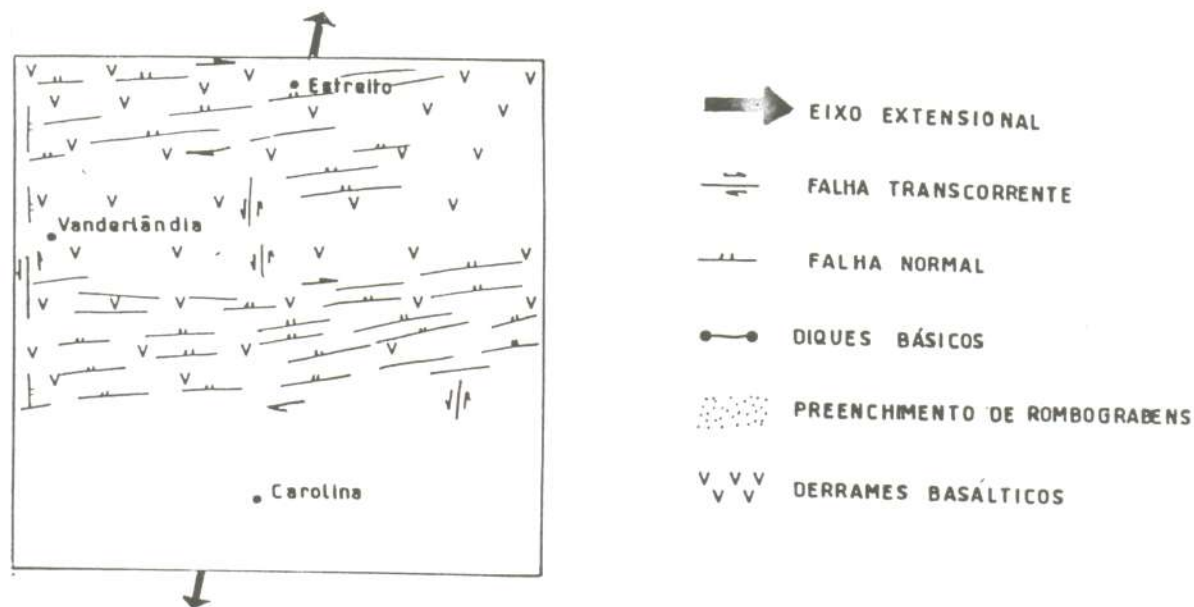
Assinale-se adicionalmente que esta direção da distensão é coerente com as direções dos esforços distensivos determinadas por Rabinowitz & Labrecque apud AZEVEDO et al. (1985) para a fase "*Pré-Shear*", ao longo do que seria mais tarde a linha de ruptura crustal que deu origem ao Atlântico Sul (Figura 6.3)

O início do Cretáceo (Aptiano-Albiano) é marcado pelo começo da deriva continental propriamente dita, implicando numa mudança na posição da distensão então vigente, tendo em vista a direção E-W do movimento das massas continentais (AZEVEDO et al. , 1985, GÓES, 1995), caracterizando-se dessa forma um novo evento cinemático na placa sul-americana.

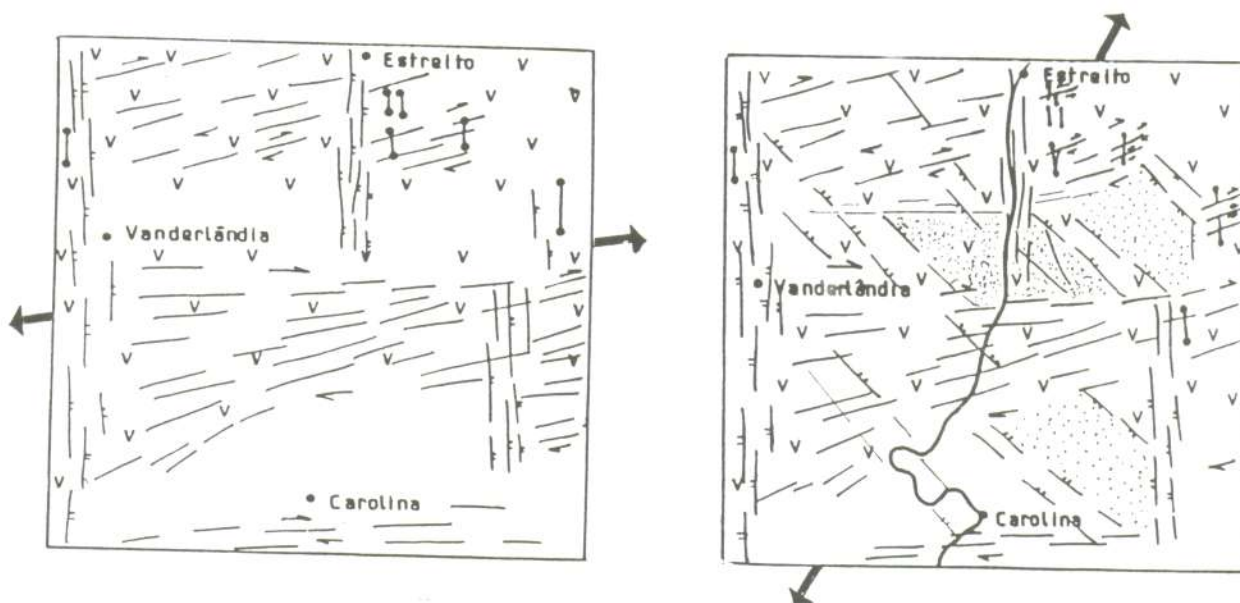
Para a região de Carolina, os dados coletados no PT-109 indicam que o campo de tensões sofreu rotação horária, com o eixo extensional σ_3 orientado segundo 12/N73E. Esta direção é aproximadamente paralela a direção das estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, e quase frontal às do Cinturão Distensivo Tocantins Araguaia (Figura 6.2b).

Este quadro cinemático permite deduzir-se que o esforço distensivo com direção ENE-WSW foi acomodado através de falhas normais de direção N-S, geometria que interessou aos elementos do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, configurando-se, em consequência, falhas de transferência dextrais e sinistrais ao longo do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, aproveitando-se, em ambos os casos, das zonas de fraqueza preexistentes. Como consequências imediatas e fundamentais para a compreensão da evolução tectônica e morfológica da região durante o Cenozóico, destaca-se:

- abertura de fissuras orientadas na direção N-S, coincidente com a do Cinturão Distensivo Tocantins Araguaia, sítio de magmatismo plutônico e de alojamento de diversos corpos de rochas intrusivas básicas; referidas, no contexto desta Tese, como Unidade de Rochas Intrusivas Básicas. Tratam-se exclusivamente de diabásios finos de coloração cinzenta-esverdeada a cinzenta escura, cujo principal representante na região de Carolina é o dique de Estreito.
- acentuado soerguimento dos setores oeste e central da área pesquisada (Figura 6.2b) pelo jogo de falhas normais associadas ao Cinturão Distensivo, fenômeno que interessou a toda bacia do Parnáiba.



(a) Juro-Triássico - Regime Distensivo



(b) - Cretáceo Inferior a Médio
Regime Distensivo

(c) - Terciário Superior -
Regime Extensional

Figura 6.2 - Estruturas e posição do eixo extensional durante o Juro-Triássico (a), Cretáceo Inferior a Médio (b) e Terciário Superior (c).

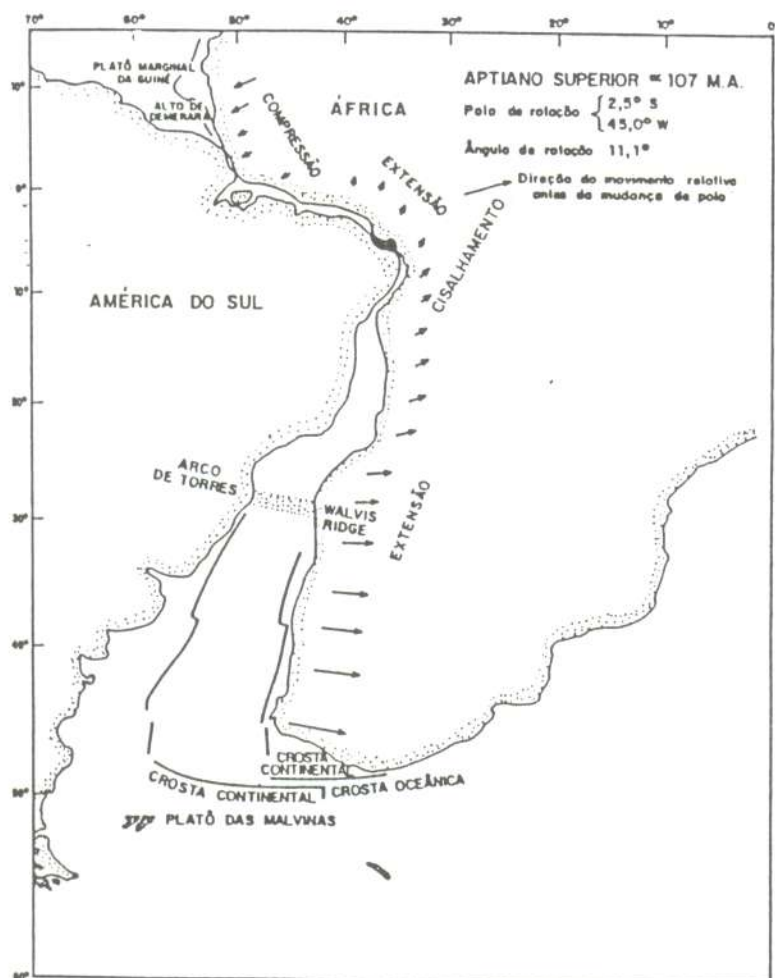


Figura 6.3 - Paleoreconstrução gondwânica no Aptiano Superior ($\pm$ 106 Ma). Esta configuração de continente foi obtida com a rotação de 1° no polo $41,3^\circ$ N e $43,8^\circ$ W estabelecido nessa ocasião. As setas representam vetores do movimento iniciado com a mudança de polo de rotação (107 Ma) e ocorrido até o Santoniano (80 Ma). (Rabinowitz & Labrecque, apud AZEVEDO et al., 1985)

- formação de uma ampla área deprimida, fora da área investigada, limitada ao sul pelas áreas soerguidas ao longo do Cinturão Transcorrente, e a oeste pelas do Cinturão Distensivo, onde se depositaram os sedimentos cretácicos das formações Corda, Grajaú e Itapecuru, configurando assim uma ampla bacia cretácica, denominada por GÓES (1995) de Bacia do Grajaú.

É importante ressaltar que ao sul do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina não ocorrem sedimentos cretácicos, aventando-se a possibilidade desse cinturão ter-se comportado

como uma zona compartimental, com soerguimento ao sul, e rebaixamento ao norte, vocação que se estabelecera desde os primórdios da evolução dessa Província Sedimentar, quando esta estrutura funcionava como elemento de separação entre os eixos deposicionais.

O contexto tectônico instalado desde o Triássico manteve-se até os meados do Terciário, período em que começam os eventos de natureza neotectônica. Na placa Sul-americana, cujos efeitos na morfogênese da região investigada e os principais aspectos evolutivos serão discutidos no capítulo seguinte.

7. EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA E MORFOGÊNESE

De acordo com HASUI (1990), a conceituação de Neotectônica pode ser discutida quanto ao tempo geológico abrangido que, no Brasil, tanto poderia incluir todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico (Triássico ou mesmo Permiano) até a situação atual, como também incluiria apenas os processos relacionados com a deriva do Continente sul-americano, e, nesse caso, remontando aos meados do Terciário. O autor manifesta sua preferência pela segunda alternativa, argumentando que ela diz respeito à movimentação ainda vigente, com manifestações de ambiente intraplaca, excluindo as manifestações da tectônica distensiva, talvez também compressiva, do processo de abertura do oceano, encerrada nos meados do Terciário.

Esta também é a conceituação adotada por STEWART & HANCOCK (1995), que definem Neotectônica como o ramo da tectônica relacionado com os movimentos atuais da terra, podendo representar uma continuidade dos movimentos do passado. As estruturas neotectônicas desenvolvem-se no regime tectônico corrente, abrangendo o estado de deformação prevalecente dentro de uma região intraplaca.

O regime tectônico corrente é aquele que sucedeu o regime extensional iniciado no limiar do Paleozóico-Mesozóico e que teve o seu paroxismo com o *Break-up* do continente *Gondwana*, mas com significativos pulsos cinemáticos ao longo de seu desenvolvimento.

HASUI (op. cit) aponta várias evidências para uma Neotectônica essencialmente Transcorrente na região intra-placa em que se situa o território brasileiro. Entre as evidências apontadas pode-se destacar :

- falhas afetando unidades de rochas terciárias e mais novas;

- desnivelamento de superfícies de erosão pós-cretácicas;
- grandes áreas de acumulação de sedimentos terciários e quaternários como a região costeira do Amapá ao Rio Grande do Sul, a região do Alto Amazonas, o Pantanal Mato-Grossense, a ilha do Bananal, entre outras, sugerindo regiões subsidentes ou regiões adjacentes em ascensão;
- medidas de tensões intraplaca através da análise estrutural; da sismologia através da solução do plano focal; de medidas de tensões *in-situ*; e da análise de modelos derivados da Teoria das Placas. em todos os casos apontando para a atuação de compressão e distensão horizontais.

O autor, embora ressalte a dificuldade para a datação precisa da implantação do regime intraplaca no Brasil, situa o início da deposição da Formação (Grupo) Barreiras e do último pacote das bacias costeiras e o fim das manifestações magmáticas no território brasileiro, datada em cerca de 12 Ma, como balizadores da época de início das manifestações neotectônicas. Isto posto, situa o Mioceno Médio como a época mais provável de implantação do regime Neotectônico, podendo ser consideradas como neotectônicas as manifestações tectônicas do Neogeneo e Quaternário (HASUI, op. cit).

Nesse contexto, entre o último pulso cinemático ocorrido no Cretáceo Inferior a Médio e o início do Neogeno, a área investigada manteve-se sob um regime de tensões extensional, mas aparentemente sem grandes modificações no quadro estrutural. A paisagem, no entanto, em decorrência da distensão cretácea era constituída por áreas soerguidas tectonicamente, formando as bordas da bacia do Grajaú, que teve seu preenchimento completado no Cretáceo Superior, com a deposição da Formação Itapecuru.

Na primeira metade do Terciário (Paleogeno), variações no nível de base, provavelmente vinculadas a fenômenos glácio-eustáticos (mudanças climáticas), promoveram o rebaixamento por

erosão das áreas elevadas, nivelando altimetricamente as seqüências das bordas com as do interior da bacia cretácea (Bacia do Grajaú). Face a relativa quietude tectônica verificada nessa época, instalaram-se condições para o desenvolvimento de um perfil laterítico maturo nos sedimentos cretáceos do interior da bacia, ausentes nas seqüências da borda sujeitas a erosão, cujos depósitos correlativos são as areias que constituem as Coberturas Detríticas Paleogênicas. Formou-se dessa maneira uma extensa área aplainada, definida como de idade paleogênica (idade dos lateritos da região de Paragominas-Açailândia segundo KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT, 1981), que para norte se estendia até além dos platôs bauxíticos de Paragominas e Açailândia, modelados sobre as seqüências cretáceas mencionadas, e para o sul extrapolava os limites da bacia do Parnaíba; essa superfície, na área investigada, trunca os diques que constituem a Unidade Rochas Intrusivas Básicas de idade cretácea.

A mudança do regime extensional paleotectônico para o transcorrente neotectônico é evidenciada na área pesquisada com base nos dados de campo tratados segundo o método de ARTHAUD, os quais apontam compressão e distensão horinzontais para o desenvolvimento de falhas normais ou oblíquas dextrais que afetam a Formação Mosquito no PT-026. A este evento, em que σ_3 tem atitude 6/S35W e σ_1 , 3/S55E, atribui-se uma movimentação através de falhas transcorrentes dextrais ao longo do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, e de falhas normais ou oblíquas dextrais e sinistrais no Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, desta feita com planos mergulhando para oeste, configurando um quadro típico de tectônica ressurgente, característica comum da estruturação Neotectônica (HASUI, op. cit)(Fig.6.2c).

A interação entre os feixes de falhas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina se materializa sob a forma de áreas transtensivas provenientes do recobrimento de sistemas

transcorrentes, com o eixo extensional orientado para NE, e desenvolvimento de falhas normais em torno de N45-50W. A estas falhas, em conjunção com as falhas normais do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, atribui-se um papel preponderante no jogo de soerguimento e abatimento de blocos crustais ocorridos a partir do Mioceno, e que responde pelo desenvolvimento de uma paisagem neogênica controlada por altos e baixos estruturais compondo um mosaico de romboedros essencialmente transtensivos, escalonando e basculando tectonicamente a superfície paleogênica. Esse quadro morfológico, com poucas modificações, perdura até os dias atuais.

Nas áreas deprimidas, representadas basicamente pelas zonas transtensivas Farinha-Campo Alegre e Alto Arraias Itapecuru, acumularam-se sedimentos provenientes do desgaste erosivo dos blocos soerguidos, sob a forma de leques aluviais em que a Formação Rio Farinha se constitui na seqüência paradigma. Os blocos soerguidos desenvolveram-se nos domínios dos sistemas transcorrentes e distensivos, e, nesta fase, deviam apresentar uma morfologia de extensos chapadões seccionados por transcorrências com geometria em flor negativa, o que explicaria os basculamentos das mesas e chapadas remanescentes, que compõem as Unidades Geomorfológicas Mesas e Chapadas Residuais de Carolina e Planalto Dissecado do Alto Arraias (veja perfis nos mapas Anexos A e B). O capeamento basáltico da Formação Mosquito desempenha um papel fundamental na preservação desses relevos e no seu modelamento em forma de mesas, ao impor resistência aos agentes erosivos de qualquer natureza.

O soerguimento associado às falhas normais foi particularmente importante ao longo da borda ocidental da área, ocasionando o deslocamento para leste do curso do rio Tocantins, e formação do divisor Tocantins-Araguaia pelo escalonamento tectônico da Superfície Paleogênica.

A oeste definiu-se a Unidade Geomorfológica Planalto Rebaixado de Wanderlândia e a leste o Planalto Soerguido de Darcinópolis. Na região drenada pelo rio Farinha, as estruturas transtensivas controlam todo o seu curso, sendo que a progressão da deformação foi acompanhada pelo desenvolvimento de rombograbens e flores negativas, onde se depositou a seqüência de leques aluviais da Formação Rio Farinha, proveniente da rápida erosão dos blocos soerguidos.

O Aplainamento Pleistocênico e as mudanças climáticas havidas durante o Quaternário, desmontaram a Superfície Paleogênica, ao nível altimétrico de Carolina, ocasionando os seguintes fatos geomorfológicos:

- Segmentação da Unidade Planalto Soerguido de Darcinópolis pelo entalhamento da drenagem preferencialmente ao longo das falhas e fraturas geradas nos diversos eventos cinemáticos, definindo-se em face desse controle estrutural, do posicionamento geográfico e nas formas associadas, as Unidades Geomorfológicas Mesas e Chapadas Residuais de Carolina e Planalto Dissecado do Alto Arraias. A preservação das mesas e chapadas residuais deve-se ao capeamento basáltico, e o modelamento em escarpas abruptas, à dissecação estrutural.
- Dissecação incipiente sobre o Planalto Rebaixado de Wanderlândia e na borda leste do Planalto Soerguido de Darcinópolis;
- elaboração da Unidade Geomorfológica Planos Arenosos Interplanálticos, desenvolvidos pelo recuo das escarpas dos planaltos, estes sempre associados aos domínios dos sistemas transcorrentes ou distensivos, e caracterizada por rampas de colúvios e depósitos arenosos.

- elaboração dos Planos Rampeados de Carolina-Filadélfia, pela exumação da Superfície Pleistocênica nos domínios da Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina e do Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru;
- elaboração dos Planos Basálticos de Estreito.

A morfogênese úmida atual caracteriza-se pela dissecação progressiva das mesas que evoluem inicialmente para formas aguçadas (Figura 5.4), que se transformam em formas colinosas de topo convexo normalmente contendo blocos coluviais de arenitos lateritizados. No estágio seguinte as formas passam a colinas suaves desta feita constituídas essencialmente de areias, passando daí para áreas aplainadas ou suavemente onduladas que coalescem com a Superfície Pleistocênica (Figura 5.7)

O rio Tocantins penetra na região segundo uma direção geral SW-NE, mas torna-se meandrante na altura do paralelo de Carolina, em face do soerguimento associado a evolução estrutural cenozóica das falhas transcorrentes dextrais com alguma movimentação oblíqua e direção N75-80E, e, principalmente, às falhas normais direcionadas N40-50W. Ao retomar seu típico padrão retilíneo tem seu curso controlado principalmente pelas estruturas do Cinturão Distensivo, com inflexões a direita ou a esquerda em face da interação exercido pelos sistemas transcorrentes, com desenvolvimento comum de romboedros. Nessas áreas, e nas margens côncavas do trecho meandrante, acumularam-se sedimentos aluvionares que compõem a Unidade Geomorfológica Planície do Tocantins.

8. CONCLUSÕES

As informações auferidas durante a pesquisa aqui percorrida, fundamentadas na análise de dados de sensores remotos e de campo, subsidiadas por informações provenientes de investigações preexistentes, permitiram considerar as compartimentações litoestratigráfica e estrutural como etapas indispensáveis na definição da compartimentação do relevo, e a evolução tectônica (paleo e neotectônica), aliada às influências climáticas ou paleoclimáticas, como critérios determinantes e indispensáveis ao entendimento da morfogênese da Região de Carolina.

Em primeiro lugar merece ser enfatizado o papel das imagens de sensores remotos, notadamente as do sensor TM do satélite LANDSAT-5, como elemento fundamental para a consecução dos resultados aqui apresentados, e as imagens de radar de visada lateral (SLAR), que por ressaltarem as formas de relevo, chamaram a atenção do autor para o impressionante alinhamento das “mesas de Carolina..

As unidades litoestratigráficas caracterizadas e descritas nessa região são as Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, pertencentes ao Grupo Balsas, a Formação Mosquito, Unidade de Rochas Intrusivas Básicas, as Coberturas Detríticas Paleogênicas, a Formação Rio Farinha, as Coberturas Detríticas Pleistocênicas e as Aluviões Holocênicas. Destaca-se nesse arranjo estratigráfico, a identificação, caracterização e representação cartográfica de unidades que ainda não haviam sido reconhecidas nas pesquisas prévias que interessaram a Região de Carolina. São elas a Formação Rio Farinha, o Grupo das Coberturas Detríticas Paleogênicas, as Coberturas Detríticas Pleistocênicas, e os diques pertencentes a Unidade de Rochas Intrusivas Básicas.

Estas unidades arranjam-se de acordo com um quadro estrutural definido a partir da evolução tectônica de dois Cinturões de Cisalhamento, com magnitude que extrapola os limites da região considerada. Tais cinturões foram denominados de Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina e Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, e comportam vários feixes e zonas ou sistemas de cisalhamento, cuja compartimentação foi definida conforme abaixo:

- 1) Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina - compreende feixes de falhas transcorrentes dextrais orientadas N70°-80°E, que interagem com falhas normais de direção N40°60°W, compondo um mosaico de romboedros essencialmente transtensivos, localmente transpressivos, concretizados na paisagem sob a forma de altos e baixos estruturais. Secundariamente ocorrem falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com direção N50°-60°E. A deformação é caracterizada por cisalhamento simples e comportamento rúptil, e seus vários segmentos receberam as seguintes denominações:

- Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca
- Sistema Transcorrente Rio Feio
- Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída
- Sistema Transcorrente Alto Arraias Itapecuru
- Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre
- Zona Transtensiva Alto Itapecuru-Carolina

- 2) Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia - compreende feixes de falhas normais ou oblíquas dextrais e sinistrais de orientação submeridiana, evidenciando deformação por cisalhamento simples e comportamento rúptil. Seu segmentos são:

- Sistema Distensivo Wanderlândia
- Sistema Distensivo Estreito-São José
- Sistema Distensivo Alto Itapecuru-Carolina

Esta estruturação foi estabelecida através de três eventos cinemáticos:

- 1.- Deformação em regime extensional durante o Juro-Cretáceo como um reflexo dos eventos que culminaram com o *breack-up* do continente *Gondwana*. As orientações dos tensores foram : σ_1 - 63°/S35°E; σ_2 - 10°/N85°W; σ_3 - 16°/N12°E. A distensão quase frontal as estruturas do Cinturão Tianguá-Carolina possibilitou abertura das estruturas, que se tornaram permeáveis à percolação das lavas básicas da Formação Mosquito, justificando a distribuição regional dessa formação segundo uma direção grosseiramente ENE-WSW e, portanto, coincidente com a estruturação regional do Cinturão Tianguá-Carolina.
- 2.- Deformação em regime extensional durante o Cretáceo Inferior, com uma mudança de orientação do tensor extensional vinculado à deriva das placas Americana e Africana segundo uma direção geral E-W. As orientações dos tensores foram : σ_1 = 68°/N52°W; σ_2 = 17°/S12°E; σ_3 = 12°/N73°E, decorrendo distensão paralela a orientação das estruturas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina e frontal às do Cinturão Distensivo Tocantins Araguaia. O

esforço distensivo foi acomodado através de falhas normais de direção N-S e falhas de transferência dextrais e sinistras ao longo do Cinturão Transcorrente.

- 3. Deformação em regime transcorrente a partir do Mioceno. As orientações dos tensores foram: $\sigma_1 = 3^\circ/S55^\circ E$; $\sigma_2 = 85^\circ/N58^\circ E$; $\sigma_3 = 6^\circ/S35^\circ W$.

Para a análise da morfologia da paisagem adotou-se a taxonomia utilizada pela equipe do IBGE, em que os fatos geomorfológicos são agrupados e hierarquizados em Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas e tipos de modelados, mas os conceitos assumidos para a definição de cada um desses compartimentos foram discutidos e o ponto de vista adotado é aqui colocado em debate.

Com base na compartimentação estrutural estabeleceram-se dois grandes domínios morfoestruturais nas áreas em processo de degradação denominados de Domínio das Formas Associadas às Estruturas Transcorrentes e Domínio das Formas Associadas às Estruturas Extensionais, como função da menor ou maior influência na tipologia dos modelados das estruturas dos Cinturões Tianguá-Carolina ou Tocantins-Araguaia, respectivamente. Com base nessas premissas, a definição de cada domínio morfoestrutural é função direta da compartimentação estrutural da área investigada.

Foram identificadas duas superfícies de aplainamento referidas como Aplainamento Paleogênico e Aplainamento Pleistocênico, as quais, em cada Domínio Morfoestrutural, definem uma determinada Região Geomorfológica. O conceito de Região Geomorfológica, portanto, é função da identificação e caracterização das superfícies de aplainamento e de como elas se arranjam nos Domínios Morfoestruturais. Com base nesses arranjos, foram identificadas como

regiões geomorfológicas nos relevos em processo de degradação, os Planaltos do Centro-Sul do Maranhão, os Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão e as Vertentes Orientais do Araguaia.

Finalmente o conceito de Unidade Geomorfológica é função da tipologia dos modelados e de como eles se agrupam em termos das Regiões Geomorfológicas e Domínios Morfoestruturais. As Unidades definidas como pertencentes a região dos Planaltos do Centro-Sul do Maranhão foram o Planalto Soerguido Darcinópolis, Mesas e Chapadas Residuais Carolina e Planalto Dissecado Alto Arraias. Aos Planos Baixos do Centro-Sul do Maranhão relacionam-se os Planos Arenosos Interplanálticos, as Vertentes Rampeadas Carolina-Filadélfia e os Planos Basálticos Estreito. No tocante Região das Vertentes Orientais do Araguaia, somente o Planalto Rebaixado Wanderlândia foi identificado.

Além dessas propostas que envolvem a conceituação das expressões que compõem a taxonomia do mapeamento geomorfológico, o mapa geomorfológico Anexo B mostra a representação de todas as informações básicas necessárias para defini-lo como tal. Dentre essas destaca-se aqui a base geológica como um elemento indispensável para o entendimento dos complexos processos que conduzem ao desenvolvimento de uma paisagem.

Destaca-se ainda como fatores prepoderantes para o modelamento das "Mesas de Carolina", cujo entendimento constituiu um dos principais objetivos da pesquisa aqui discurrida:

- as falhas normais de direção N45°-50°W desenvolvidas nas áreas transtensivas produzidas pela interação entre os feixes de falhas do Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina
- as falhas normais do Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, notadamente no lado oeste da área pesquisada .
- a dissecação estrutural ao longo dos citados feixes de falhas.

O jogo de soerguimento e abatimento de blocos crustais através dessas falhas, ocorrido a partir do Mioceno, responde pelo notável alçamento do relevo da região, que, associada a dissecação estrutural, compõem uma paisagem que por sua beleza intrínseca e notável contraste morfológico, não pode deixar de ser percebida por quem percorre a rodovia Transamazônica entre Carolina e Estreito no Estado do Maranhão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

AB'SABER, A.N. - 1967 - Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil.

Orientação, São Paulo, (3):45-48.

_____ - 1969 - Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, (6): 1-16.

AB'SABER, A.N. - 1970 - Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. Instituto Geográfico, Universidade de São Paulo. **Geomorfologia**. São Paulo, 20: 1.26.

AGUIAR, G.A. de -1964 - **Semidetelhe da região sudoeste de Balsas**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. (Relatório Técnico Interno, 218).

_____ - 1969 - **Bacia do Maranhão, Geologia e possibilidades de petróleo**. Belém, PETROBRÁS/RENOR. 55p. (Relatório Técnico Interno, 371-A).

_____ - 1971 - Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25^o, São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v.3,p. 93-112.

ANDRADE, S.M. de -1972- **Geologia do sudoeste de Itacajá, bacia do Parnaíba (Estado de Goiás)**. Tese (Doutorado em Geologia) - Escola de Engenharia, Universidade de São Carlos, 1972, 87p.

_____ - 1983 - de Prolongamento do Arco de Xambioá em direção à região do Projeto Carajás. **Ciências da Terra**, Salvador-Ba, .8: 21-22.

ARAÚJO, V.A. de -1994- **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Araguaína. Folha SB.22-Z-D - Estados do Tocantins e Pará**. Brasília, DNPM/CPRM.Escala 1:250.000, 120p. il. 2 mapas dobr.

AZEVEDO, R.P. de; ROSSETI, E.L.; NEPONUCENO FILHO, F.; CAPUTO, M.V. - 1985. Modelamento tectônico, origem e evolução da bacia de Barreirinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. v.1, p.208-221.

BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S.; PINTO, M.N. - 1973a - Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.23-Rio São Francisco e parte da Folha SC.24-Aracaju**. Rio de Janeiro, DNPM, (Levantamento de Recursos Naturais, 1).

_____. - 1973b - Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.23-Terezina e parte da Folha SB.24-Jaguaribe**. Rio de Janeiro, DNPM, (Levantamento de Recursos Naturais, 2).

_____. - 1973c - Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.23-São Luis e parte da Folha SA.24-Fortaleza**. Rio de Janeiro, DNPM, (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. -1957- Carvão mineral na bacia Tocantins-Araguaia. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro (174):1-34.

BARBOSA, O.; GOMES, F.A.; RAMOS, J.R. de a.; DYER, R.C. -1966- Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. **Monografia da Divisão de geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro (19): 1-94.

BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C da; DRAGO, V.A.; MONTALVÃO, R.M.G. de -1986- Mapa Geológico da Amazônia Legal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Resumos e Breves Comunicações**. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia. 370p.p72.

_____. -1990- Geologia. In: **Projeto Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro, IBGE/SUDAM, 211p.p. 91-159.

BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. -1964- Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Sudbrasilien. **Zeit. für Geomorph**, Berlin, 8 (3):286-312.

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. -1965- Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JR., H.E. & FREY, D.G. International Study on the Quaternary. Geol. Soc. Amer., **Spec. Papers**, 84:433-451.

BIGARELLA, J.J. & MAZUCHOWSKI, J.Z.-1985- Visão integrada da problemática da Erosão.In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROSÃO, 3º, Maringá, 1985.**Livro Guia**. Maringá-Pr, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia/Associação de Defesa e Educação Ambiental. 329p.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, R.M.; SILVA, J.X. -1965- Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Bol. Paranaense de Geografia**, Curitiba, 16: 117-151.

BRASIL. DNPM - 1984 - **Léxico Estratigráfico do Brasil**. Brasília, Convênio DNPM/CPRM. 541p.

CAPUTO, M.V. -1984- **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. Tese (Doctor of Philosophy in Geology) - University of California.Santa Bárbara, 584p.

COSTA, J. B.S. & HASUI, Y -1991- O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. **Boletim** Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.142-145.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M. da S.; IGREJA, H.S. da I; HASUI, Y - 1991 - Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-Cambriano. In: SIMP. NAC. DE EST. TECTÔNICOS, 30, Rio Claro, 1991. **B. de Resumos Expandidos**. Rio Claro, Soc. Bras. Geol/Cons. Nac. Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 96-97.

CRÓSTA, A. -1993- **Processamento Digital de imagens de sensoriamento remoto**. ed. rev. Campinas, IG./UNICAMP, 170p.

CUNHA, B.C.C. da & DEL'ARCO, J.O -1983- Características geológicas de formações paleozóicas e mesozóicas da bacia sedimentar do Parnaíba, em parte das folhas SB.22-Araguaia, SB.23-Terezina, , SC.22-Tocantins e SC.23-Rio São Francisco; relatório de viagem, Operação 01008-10-83, DIGEO/BAGOI. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 58p. il. mapas (**Relatório Técnico Interno**).

CUNHA; B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, J.H.L.; TASSINARI, C.C.G; MONTALVÃO, R.M.G.; HILDRED, P.H.-1981- Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22-Tocantins**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

CUNHA, F.M.B. da -1986- **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Tese (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, . 107p.

CUNHA, F.M.B. da & CARNEIRO, R.G. - 1972 - Interpretação fotogeológica do centro oeste da Bacia do Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26^o , Belém, 1972. **Anais** Belém., Soc. Bras. Geol., v.3, p.65-79.

DEL'ARCO, J.O. -1984- Depósitos cenozóicos da Amazônia Legal Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33^o, Rio de Janeiro, 1984. **Resumos, Breves Comunicações, Cursos, Excursões e Mesas Redondas**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.54-55.

DEL'ARCO, J.O. & MAMEDE, L. - 1985 - As Formações Edafoestratigráficas de Mato Grosso e Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2^o, Belém, 1985. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte. v.1, p.376-395.

FARIA JUNIOR, L.E do.C.-1979- **Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão**. Tese (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém,70p.

FARIA JUNIOR, L.E. do C. & TRUCKENBRODT, W. -1980- Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. **Anais**. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2. p. 740-754.

GERASIMOV, I.P. & MESCHERIKOV, J.A. -1968- Morphostructure. In: **The Encyclopedia of Geomorphology - Encyclopedia of Earth Science Series**. London, Rhodes W. Fairbridge - Reinhold Book Corporation. p.731-732.

GÓES, A.M. -1995- **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 171p. Anexos.

GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M.- 1996 - Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 50⁰, Belém, 1996. **Boletim de resumos expandidos**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. 425p.p186 -187.

GUERRA, A.T. - 1993- **Dicionário Geológico Geomorfológico**.8ª ed. Rio de Janeiro, IBGE, 446p.

HASUI, Y -1990- Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente. **Bol. Soc. Bras. Geologia - Núcleo Minas Gerais**, 11. p. 1-31.

HASUI, Y & COSTA, J.B.S. -1991- **Zonas e Cinturões de Cisalhamento**. Belém, Ed da Universidade. 144p.

HASUI, Y; COSTA, J.B.S; BORGES, M da S; ASSIS, J.F.P; PINHEIRO, R.V.L; BARTORELLI, A; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A.- 1991- A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 30^o, Rio Claro,. **Boletim de Resumos Expandidos**. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.93-95.

HUNTER, R.E. -1977- Basic types of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**. 24:361-387.

IBGE -1990- **Projeto de proteção ao meio ambiente e das comunidades indígenas- PMACI II. Diagnóstico Geoambiental e Sócio-Econômico. Área de influência da BR-364. Trecho Rio Branco-Cruzeiro do Sul**. Rio de Janeiro, IBGE/IPEA. 144p.

_____ -1993-Diagnóstico Geoambiental e Sócio-Econômico da bacia do rio Paraguaçu. **Série Estudos e Pesquisas em Geociências**. Rio de Janeiro, IBGE, 1, 123p.

_____ -1994a - **Mapa de Unidades de Relevo do Brasil**. Rio de Janeiro. Escala 1:5.000.000

_____ - 1994b - **Projeto de proteção ao meio ambiente e das comunidades indígenas - PMACI II. Diagnóstico geoambiental e Sócio-Econômico. Área de influência da BR-364, trecho Rio Branco-Cruzeiro do Sul.** Rio de Janeiro, IBGE/IPEA. 144p.

JAPIASSU, M.S.; VELOSO, H.P.; GÓES FILHO, L.; LEITE, P.F. -1973- As regiões Fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SB.23-Terezina e parte da Folha SB.24-Jaguaribe.** Rio de Janeiro. DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais, 2) .

JUSTUS, J. de O; MACHADO, M.L. de E; FRANCO, M do S.M. - 1986 - Geomorfologia. In: BRASIL. IBGE. **Folha SH.22-Porto Alegre e parte da Folha SH.21-Uruguaiana e SI.22-Lagoa Mirim.** Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 33).

KEGEL, W -1966- As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. **Bol. Div. Geologia e Mineralogia**, DNPM, 233: 1-32.

KING, L.C. -1956- A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 18(2):147-265.

KOTSCHOUBEY, B & TRUCKENBRODT, W -1981- Evolução poligenética das bauxitas do Distrito de Paragominas - Açailândia (estados do Pará e Maranhão). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 11(3):193-202.

LIMA, E. de A.M. & LEITE, J.F. -1978 - **Projeto estudo global do recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética.** Recife, DNPM/CPRM. 16v.

LIMA, M.I.C. de -1992- Análise Geométrica-Cinemática da Bacia do Parnaíba, com base em sensoriamento remoto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, SÃO PAULO, 1992. **Boletim de Res. Expandidos.** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1. p.135.

_____. -1995- **Metodologia de interpretação radargeológica: exemplo da Sinéclise do Parnaíba e de seu embasamento.** Tese (Doutoramento em Geologia), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 280p.

LIMA, M.I.C. & COSTA, J.B.S. -1996- Radargeologia na Sinéclise do Parnaíba e em seu embasamento. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 8º, Salvador, 1996. **Anais.** Salvador, INPE/SELP, V.2. p. 108-113.

LISBOA, M.A.R. -1914- The Permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Sciences.** Serie 4, New Haven, 37 (221):425-43

LUZ, A.A. da -1959- **Estudo especial da Bacia do Maranhão.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS - RENOR. (Relatório Técnico Interno, 1141).

- MENDES, J.A.; DANTAS, M.; BEZERRA, L.M. de M.-1987- Geomorfologia In: BRASIL..IBGE. **Folha SE.24-Rio Doce**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. -1964- Estratigrafia das bacias paleozóica e cretácea do Maranhão. **B. Tec. Petrobrás**. Rio de Janeiro, 7 (2): 137-64.
- MOREIRA, A.A.N. -1969- Cartas Geomorfológicas. **Geomorfologia**, São Paulo (5). 11.
- NORTHFLEET, A.A. & MELO, M.T.-1967- Geologia da região norte de Balsas - Maranhão. Belém, PETROBRÁS-RENOR, 69p. (**Relatório Técnico Interno, 268**).
- NUNES, B. de A; RIBEIRO, M.I. de C.; ALMEIDA, V.J de; NATALI FILHO (coord.) -1995- **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE. (Série Manuais Técnicos em Geocências, 5), 111p.
- NUNES, B.T.; BARROS FILHO, C.N.; LIMA, E.M. da F. -1973a- Geologia. In: Brasil. Projeto RADAM. **Parte das Folhas SC.23-Rio São Francisco e SC.24-Aracaju**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 1)
- _____ -1973b- Geologia. In: Brasil. Projeto RADAM. **Parte das Folhas SC.23-Rio São Francisco e SC.24-Aracaju**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 2)

- _____. -1973c- Geologia. In: Brasil. Projeto RADAM. **Parte das Folhas SC.23-Rio São Francisco e SC.24-Aracaju**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 3)
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. -1983- **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo, T. A. Queiroz, Ed. da Univ. São Paulo. 631p.
- PETROBRÁS & BRASIL. DNPM. **Carta Geológica da Bacia do Parnaíba; Carolina SB.23-Y-C. - esc. 1:250.000**. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1979.
- PINTO, C.P. & SAD, J.H.G. -1986-Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais**. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 346-351.
- PLUMMER; PRICE ; GOMES -1948 - Estados do Maranhão e Piauí. Relatório do Conselho Nacional de Petróleo. Rio de Janeiro, 1946: 87-134.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de; PRANDINI, F.L.. -1981- **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo - Notícia Explicativa**. São Paulo, Governo do Estado/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. v.1. 94p.

PRATES, M.; GATTO, L.C.S.; COSTA, M.I.P. -1981- Geomorfologia. In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL.Folha **SB.24/25-Jaguaribe/Natal**. Rio de Janeiroa. (Levantamento de Recursos Naturais, 23). 740p.p.301-348.

RAMSAY, J.G & HUBER, M.I.-1987- **The Techniques of Modern Structural Geology**. London, Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich Publishers, 700p.

READING, H.G -1986- **Sedimentary environments and facies**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 505p(?)

REZENDE, W.M. de. -1972- Mecanismos de Intrusões de Diabásios nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Maranhão.In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1972. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p. 123-138.

SÁ, J.H. da S.; BERMEGUI, R.;L.; TRUCKENBRODT, W; KOTSCHOUBEY, B; SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B.; GAMA JÚNIOR, T.; MAIA, F.L.; COIMBRA, A.M. - 1980 - **Projeto Carolina** - Relatório final. Belém, DNPM/UFPa. 87p.

SÁ, J.H. da S.; LEMOS, R.L.; KOTSCHOUBEY, B; VILLAS, R.N.N.; SUCASAS JÚNIOR, P; BARRIGA, V.M.F.; COSTA, M.L. da; COIMBRA, A.M.-1979- **Projeto Araguaína** - Relatório final. Belém, DNPM/UFPa. 76p. fotos.

SAADI, A. -1995- A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens.

Geonomos, Revista de Geociências. Belo Horizonte, UFMG, Instituto de Geociências. 3(1): 41-63.

SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G. da N; COSTA, M.P. de A; RAMALHO, R. -1984 - A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o cráton de São Luis e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil. Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000.** Brasília, DNPM, 1984. 501p.p.131-186.

SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, C.V.M. - 1984 - A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coord.). T (Coord.) - **Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais , Escala 1:2.500.000..** Brasília, DNPM, 1984. 501p.p.9-49.

SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. -1981- **Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais - Escala 1:2.500.000.** Brasília, DNPM.

- SOMMER, S.; ARAÚJO, M.P.; MARTINS, J.S.; CORRÊA, P.R.S. -1973- Levantamento Exploratório de Solos. In: Brasil.. Projeto RADAM. **Folha SB.23-Terezina e parte da Folha SB.24-Jaguaribe**. Rio de Janeiro (**Levantamento de Recursos Naturais, 2**) p. III1-133.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. -1995- -Neotectônicos. In: HANCOCK, P.L. (ed). **Continental Deformation**. Oxford, Pergamon Press, 421p.p.370-410.
- VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S.; GÓES FILHO-(1973)- Vegetação. In: Brasil.. Projeto RADAM. **As Regiões Fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo Fitogeográfico de parte das folhas SC.23-Rio São Francisco e SC.24-Aracaju**. Rio de Janeiro. (**Levantamento de Recursos Naturais, 1**).