

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

**“CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA DE
ÁREAS TRANSPRESSIVAS; SERRA DOS CARAJÁS E SERRA DO
TIRACAMBÚ”**

TESE APRESENTADA POR

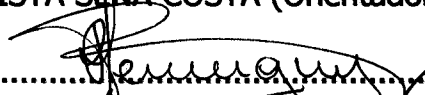
CLÁUDIA VILHENA DO ESPIRÍTO SANTO

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

Data de Aprovação: 11.12.1999

Comitê de Tese:


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


.....
RUTH LEÁ BEMERGUY


.....
ANTONIO GONÇALVES PIRES NETO

*Aos amigos e familiares,
que sempre me apoiaram ao longo
de todo o caminho.*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos ao apoio e incentivo manifestado por instituições e pessoas ao longo de todo este trabalho:

- À UFPA e ao Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geologia, pela oportunidade e infra-estrutura que tornaram possível esta dissertação;
- Ao Professor Doutor João Batista Sena Costa que conseguiu, em meio à todas as responsabilidades que lhe pesam sobre os ombros, arranjar tempo para me orientar;
- À Professora Doutora Ruth Léa Bemerguy, pelo apoio incondicional e conselho indispensável durante todo este período turbulento;
- Ao professor Doutor Maurício da Silva Borges, pela disponibilidade e paciência nas horas mais inconvenientes (para ele);
- Ao COMAP, pelas instalações e equipamentos, sempre à minha disposição, sem os quais os produtos finais desta dissertação não privariam da mesma qualidade.
- Em especial ao colega geólogo e mestre Osmar Guedes Jr., pela paciência.
- Ao Professor e Mestre Vladimir de Araújo Távora, sempre um oásis em meio à correria;
- Ao Professor Doutor Roberto Viseu de Lima Pinheiro, pelo bom humor e gentileza com que sempre me atendeu;
- Às colegas geólogas Luciana Mendes Cavalcante e Rita de Cássia, pelas fugas memoráveis nos momentos exatos;
- Aos colegas geólogos e irmãozinhos de sala Homero e Pina, vou sentir saudades;

E a todos os que, de maneira direta ou indireta, me ajudaram neste período, verdadeiramente uma gestação de quase três anos, um profundo obrigado.

*"Essa é a exploração que nos espera. Não apenas mapear
estrelas ou o estudo de nebulosas, mas catalogar as
possibilidades desconhecidas da existência"*

Q

SUMÁRIO

	pag.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1- INTRODUÇÃO	6
1.1 - OBJETIVOS.....	6
1.2 - METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS.....	7
1.2.1 - Metodologia	7
1.2.2 - Materiais	10
2. CONCEITOS GERAIS	11
3 - ASPECTOS GERAIS DO QUADRO MESO-CENOZÓICO	21
4. SERRA DOS CARAJÁS	28
4.1 - ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DO QUADRO REGIONAL.....	29
4.2 - GEOMORFOLOGIA.....	34
4.2.1 - Características Gerais	34
4.2.2 - Compartimentação Regional Do Relevo	36
4.3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.....	38
4.3.1 - Drenagem	38
4.3.2 - Relevo	48
4.3.3 – Relação Entre Os Sistemas De Relevo E Drenagem E As Estruturas Neotectônicas	58
4.3.4 - Evolução Esquemática	61
5 - SERRA DO TIRACAMBÚ	65
5.1 - ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DO QUADRO REGIONAL.....	66
5.2 - GEOMORFOLOGIA.....	70
5.2.1 - Características Gerais	70

5.2.2 - Compartimentação Regional Do Relevo.....	71
5.3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.....	73
5.3.1 - Drenagem.....	73
5.3.2 - Relevo.....	81
5.3.3 - Relação Entre Os Sistemas De Relevo E Drenagem E As Estruturas Neotectônicas.....	92
5.3.4 - Evolução Esquemática	96
6 - RELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS DA SERRA DOS CARAJÁS E DA SERRA DO TIRACAMBÚ.....	101
7 - CONCLUSÕES.....	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110

ANEXOS:

1 - MAPA MORFOESTRUTURAL DA SERRA DOS CARAJÁS

2 - MAPA MORFOTECTÔNICO DA SERRA DE TIRACAMBÚ

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1.1- Cartas topográficas e Imagens de Radar utilizados nesta pesquisa.p.10
- Figura 2.1 - Campos de atuação da Geomorfologia Estrutural (Modificado de Panizza *et al.*, 1987).....p.11
- Figura 3.1 - Domínios estruturais da evolução tectono-sedimentar meso-cenozóica com a localização das áreas estudadas (Modificado de Costa *et al.*, 1991).....p.22
- Figura 3.2 - Arcabouço neotectônico da Amazônia mostrando esquemas de sistemas de falhas (Modificado de Costa *et al.*, 1997).....p.25
- Figura 4.1 - Mapa de localização da área estudada na região da Serra dos Carajás.....p.28
- Figura 4.2 - Estruturação do Arqueano - Proterozóico Inferior da Amazônia decorrente de blocos crustais articulados por zonas de cisalhamento (Modificado de Oliveira *et al.*, 1994).....p.29
- Figura 4.3 - Unidades lito-estratigráficas e sistemas estruturais arqueanos da região da Serra dos Carajás (Modificado de Costa *et al.*, 1995).....p.30
- Figura 4.4 - Distribuição das Unidades Litológicas na área estudada na região da Serra dos Carajás (Modificado de Araújo & Maia, 1991, e Araújo *et al.*, 1994).....p.31
- Figura 4.5 - Domínios e sistemas estruturais do Cinturão Itacaiúnas (Modificado de Costa *et al.*, 1995).....p.32
- Figura 4.6 - Quadro neotectônico da região da Serra dos Carajás com a localização da área estudada (Modificado de Costa *et al.*, 1997)....p.33
- Figura 4.7 - Compartimentação regional do relevo na região da Serra dos Carajás (Modificado de Boaventura *et al.*, 1974).....p.37
- Figura 4.8 - Mapa de Drenagem da área estudada na Serra dos Carajás mostrando a distribuição dos padrões de drenagem. 48(A) e 48(B): Detalhes de alguns padrões de drenagem e seus lineamentos principais.....p.39 e 40

Figura 4.9 - Mapa Geomorfológico da área estudada na Serra dos Carajás mostrando a distribuição dos sistemas de relevo e suas variações morfológicas.	p.55
Figura 4.10 - <i>Watergap</i> do rio Itacaiúnas. Pode-se observar, na região serrana, a captura de seus principais afluentes pela estruturação NW-SE e WNW-ESSE e o alinhamento dos relevos alongados naquelas direções. No relevo colinoso pode-se observar as direções que controlam a dissecação, N-S, E-W. NE-SW e NW-SE que correspondem à neotectônica.....	p.60
Figura 4.11 - Quadro mostrando a evolução esquemática da área estudada na Serra dos Carajás: (A) no Terciário Inferior - Médio, (B) e (C) no Terciário Superior -Pleistoceno Inferior, e (D) no Pleistoceno Médio - Holoceno.....	p.64
Figura 5.1 - Mapa de localização da área estudada na região da Serra do Tiracambú.....	p.65
Figura 5.2 - Mapa de localização da área estudada na unidade tectônica da Bacia do Grajaú.....	p.66
Figura 5.3 - Distribuição das Unidades Litológicas na área estudada na região da Serra do Tiracambú (Modificado de Lima, 1995).....	p.68
Figura 5.4 - Quadro estrutural do Terciário Superior na região nordeste do Pará, noroeste do Maranhão (Modificado de Costa <i>et al.</i> , 1995).....	p.69
Figura 5.5 - Quadro estrutural do Quaternário na região nordeste do Pará, noroeste do Maranhão (Modificado de Costa <i>et al.</i> , 1995).....	p.69
Figura 5.6 - Compartimentação regional do relevo na região da Serra do Tiracambú (Modificado de Barbosa <i>et al.</i> , 1973).....	p.72
Figura 5.7 - Mapa de Drenagem da área estudada na Serra do Tiracambú. Estão marcados os Padrões de drenagem e os limites entre as bacias hidrográficas. 57(A): Detalhes de alguns dos padrões de drenagem e seus principais lineamentos	p.75 e 76

- Figura 5.8 - Mapa Geomorfológico da área estudada na Serra do Tiracambú mostrando a distribuição dos sistemas de relevo e suas variações morfológicas.p.86
- Figura 5.9 - Vale do rio Capim, mostrando sua planície fluvial limitada a sudeste, por escarpamentos, apresentando lagos marginais, marcas de crescimento de meandros e seguimentos de drenagem retilíneos controlados por lineamentos.....p.87
- Figura 5.10 - Blocos diagramas mostrando a evolução esquemática da área estudada na Serra do Tiracambú: (A) no Terciário Inferior- Médio ; (B) no Terciário Superior - Pleistoceno Inferior; (C) no Pleistoceno Médio ; e (D) no Holocenop.100
- Figura 6.1 - Quadro comparativo mostrando os traços gerais das evoluções das áreas estudadas.....p.103
- Figura 6.2 - Perfis esquemáticos na direção NE-SW, mostrando as situações das áreas estudadas: (A) no Cretáceo Superior - Terciário Médio; (b) no Terciário Superior (Mioceno- Plioceno); e (c) no Quaternário (Pleistoceno -Holoceno).....p.104

RESUMO

Esta dissertação constitui um exemplo de aplicação do conceito de Geomorfologia Estrutural no estudo de áreas transpressivas em ambiente intraplaca. O objetivo principal desta investigação é a caracterização da influência dos movimentos tectônicos, sobretudo aqueles relacionados ao quadro Neotectônico, na evolução do relevo de áreas que experimentaram soerguimento em regime transpressivo.

As áreas selecionadas possuem relevos com evolução controlada pela estrutura, de natureza Morfoestrutural (Serra dos Carajás) ou Morfotectônica (Serra do Tiracambu), e foram investigadas de modo a demonstrar as suas diferenças através de comparação entre os seus sistemas de relevo e drenagem, desdobrando-se no quadro geral de evolução desses cenários.

O relevo da Serra dos Carajás é constituído por planaltos erosivos, tectonicamente soerguidos e intensamente dissecados, entalhados em um substrato rochoso de idade pré-cambriana. Neste cenário foram identificados os seguintes sistemas de relevo: Planícies Fluviais, Colinoso, de Morros com Encostas Suavizadas, de Morrotes, de Morros e de Serras, com suas variações morfológicas, em um total de 27 grupos de formas, além de feições subordinadas e Relevos de Transição; e os padrões de drenagem: Subdendrítico, Trelça Subtrelça, Trelça Direcional e Trelça de Falha (variações do Trelça), Angulato, bem como as variações anômalas do padrão Subdendrítico, Subdendrítico com Influência de Trelça e Subdendrítico com Enclave Radial-Anular.

A análise das características de seus elementos geomorfológicos, em consonância com os elementos estruturais da área (antigos e neoformados), permitiu deduzir que Carajás é um relevo onde a erosão diferencial, atuando nas unidades geológicas da área, concorreu para exumar, ou mesmo realçar, esta estruturação antiga. Isto se reflete na distribuição dos sistemas de relevo, que obedece a estruturação impressa no substrato rochoso (NW-SE e WNW-ESE), estruturação esta que, nas áreas soerguidas, promove também a captura da drenagem. Os movimentos tectônicos recentes, por outro lado, controlaram apenas a dissecção interna destes sistemas de relevo, e estão refletidos, principalmente, na drenagem associada às regiões mais deprimidas.

As contribuições mais importantes do controle pela estruturação mais nova, no caso formada por estruturas de direções E-W, NE-SW, N-S e NW-SE, foram: a

formação dos *watergaps* dos rios principais (Itacaiúnas, Parauapebas e Verde) cortando, de maneira discordante, na direção N-S, o relevo serrano, orientado nas direções NW-SE e WNW-ESE; as diversas anomalias de drenagem que perturbam o sistema de drenagem nas áreas deprimidas, representadas por meandros isolados, segmentos retilíneos, paralelismo dos rios; o controle na distribuição das planícies fluviais dos rios principais por segmentos retilíneos associados à estruturação neotectônica; e o alinhamento de alguns relevos residuais nas direções NE-SW e NW-SE; que, de maneira geral, são fatores subordinados à estruturação geral (NW-SE e WNW-ESE) refletida na distribuição dos sistemas de relevo. Trata-se, portanto, de um relevo de derivação morfoestrutural.

Na serra do Tiracambú o relevo é do tipo cuestiforme, com o reverso sustentando o topo das serras e mergulhando suavemente para noroeste, edificado pelas rochas da Formação Itapecuru e pelas crostas do perfil de alteração Laterítico-Bauxítico do Oligoceno. Este quadro é complicado pelos sistemas de dobras que afetam as seqüências sedimentares que sustentam o relevo, e que se refletem em ondulações nas superfícies que compõem os topos das serras.

O avanço dos processos de dissecação decorrente, principalmente, do recuo controlado das escarpas erosivas e do entalhe fluvial, com direções preferenciais para N-S, NE-SW, NW-SE e E-W, correspondentes à estruturação neotectônica, promoveu a interrupção da continuidade lateral dos topos, a instalação dos vales e planícies fluviais, fragmentando o relevo de serras e formando os relevos residuais que compõem, juntamente com o relevo de serras, os relevos de degradação.

Nessa área foram identificados os sistemas de relevo: Planícies Fluviais, Colinoso, de Morros com Encostas Suavizadas, de Morrotes, de Morros e de Serras, com suas variações morfológicas, em um total de 20 grupos de formas, além de feições subordinadas e Relevos de Transição; e os padrões de drenagem: Subdendrítico, Angulato, Anelar, Pinado, Radial, Subtreliça e Treliça Direcional (variações do Treliça).

Na Serra de Tiracambú, de maneira distinta da Serra dos Carajás, a distribuição dos sistemas de relevo é controlada apenas pelo recuo das encostas e escarpamentos e pelo desenvolvimento e aprofundamento de ravinamentos que, por sua vez, assim como a disposição da rede de drenagem, obedecem ao controle das estruturas neotectônicas.

A análise dos traços gerais do relevo e da drenagem sugere uma evolução da

paisagem onde os movimentos tectônicos recentes funcionaram como um fator preponderante. Estas características implicam em um modelo de evolução geomorfológica do tipo morfotectônica.

ABSTRACT

This dissertation is an example of Structural Geomorphology applied to the study of intraplate transpressive areas. The major objective of this investigation is to demonstrate the influence of the neotectonic in the relief evolution of areas that underwent uplifting due to a transpressive regime.

The studied areas are formed by relief systems associated with morphostructural (Serra dos Carajás) and morphotectonic (Serra do Tiracambú) evolutions. They were investigated in order to demonstrate the differences and similarities between their landforms and drainage systems.

The landforms of the Serra dos Carajás area is composed of erosive plans which were tectonically uplifted resulting in an intense dissection of the Precambrian rocks. The main landform pattern systems are: fluvial plans, hills and mountains with a large morphological diversity, including twenty-seven groups of forms as well as subordinated features and transitional landforms. The drainage patterns are: subdendritic, trellis, subtrellis, directional trellis and fault trellis, angulato, and anomalous variations of the subdendritic pattern (subdendritic with trellis influence and subdendritic with radial-annular enclave).

The geomorphological analysis together with the structures allow to deduce that the Serra dos Carajás landform is the result of differential erosion which contributed to the exhumation of the ancient structural pattern of the various lithological units. Therefore, the landform systems distribution is strongly controlled by the NW-SE and WNW-ESE structures whose reactivation during the Cenozoic uplifting promoted the drainage capture. Otherwise the latest movements controlled only the internal dissection of these landform systems, and are mostly expressed in the drainage associated with the tilted blocks.

The neotectonic structures control: the formation of the watergaps in the major rivers (Itacaiúnas, Parauapebas and Verde), which are transverse to the mountains trending NW-SE and WNW-ESE; the drainage anomalies are represented mainly by isolated meanders, straight segments and parallelism of rivers; the distribution of the fluvial plans of the major rivers, and the alignment of some residual relief trending NE-SW and NW-SE.

The Serra do Tiracambu relief is characterised by cuestas with the reverse forming the top of the mountain system and dipping to the NW, being

sustainable by sedimentary rocks (Itapecuru Formation) of Upper Cretaceous - Early Tertiary age and strongly altered into a lateritic profile during the Oligocene. The mountains are closely associated with kilometric open folds trending NE-SW. Neotectonic faults of N-S, NE-SW, NW-SE and E-W directions control mostly the dissection process and the fragmentation of the mountain landform system, composes the degradation landform system.

The main landform pattern systems are: fluvial plans, and mountains with twenty groups of forms as well as subordinate features and transitional landforms. The drainage patterns include: subdendritic, angulato, pinnate, radial, subtrellis and directional trellis.

The analysis of the major landform and drainage pattern systems suggests a morphotectonic evolution strongly controlled by the latest movements of Tertiary and Quaternary.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS

O objetivo principal desta dissertação é, com base em critérios geomorfológicos e nos conceitos de sistemas de relevo e de padrões de drenagem, estudar, no âmbito da geomorfologia estrutural, áreas transpressivas de caráter morfoestrutural e morfotectônico. Em outras palavras, esta pesquisa envolve a caracterização e a comparação de áreas soerguidas, cujos elementos da paisagem são controlados por estruturas tectônicas antigas exumadas ou por estruturas neoformadas.

A partir desta diretriz foram delineadas as seguintes metas específicas para a execução desta pesquisa :

- a) Caracterização e classificação dos elementos principais da paisagem, com a apresentação e discussão dos padrões de drenagem e dos sistemas de relevo em escala de semi-detulhe. Com o intuito de facilitar a visualização de alguns critérios ou elementos fundamentais para a compreensão dos mecanismos que regem a elaboração da paisagem, são apresentadas em detalhe as áreas-chave e aquelas com anomalias de relevo e de drenagem.
- b) Definição da natureza das estruturas neotectônicas e de suas relações com as particularidades do relevo e da drenagem, com base na análise dos elementos da paisagem;
- c) Definição dos principais estágios de evolução da paisagem das áreas estudadas em consonância com os principais movimentos do quadro neotectônico; e
- d) Comparação entre as áreas estudadas, que experimentaram evolução morfoestrutural e morfotectônica em regime transpressivo, com relação aos tipos de sistemas de relevo e de padrões de drenagem.

1.2 - METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS

1.2.1 - Metodologia

O escopo desta pesquisa pauta-se fundamentalmente em procedimentos de interpretação de produtos de sensores remotos, concentrado em escala de semi-detalhe (1:250.000 e 1:100.000), com a apresentação final dos mapas na escala 1:500.000 e de áreas-chave em escala de detalhe ao longo do texto. O trabalho de campo se restringiu ao reconhecimento geral das áreas.

Com este enfoque, esta pesquisa utilizou as seguintes metodologias e materiais:

A. METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

A metodologia adotada para esta pesquisa procurou seguir os procedimentos propostos por Demek (1972) para a elaboração de mapas em escala de semi-detalhe. Esta linha de investigação implicou na elaboração de mapas temáticos (morfológicos, morfométricos, de drenagem e de lineamentos de drenagem) visando a delimitação e caracterização dos sistemas de relevo e de drenagem, que serviram de base para os mapas morfoestrutural e morfotectônico que são os produtos deste trabalho.

a. ELABORAÇÃO DOS MAPAS

A elaboração dos mapas temáticos seguiu a sistemática da fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação de acordo com os critérios propostos por Soares & Fiori (1976), e utilizou, como base, o conceito de sistemas de relevo como áreas com características diferentes das adjacentes definido por Cooke & Doornkamp (1974).

No intuito de enfatizar as diferenças entre os diversos sistemas de relevo através do destaque de suas feições subordinadas, foram aplicadas as simbologias normatizadas por Gardiner & Dackombe (1987) e Demek (op. cit.) para o mapeamento geomorfológico básico.

A composição dos mapas morfoestrutural e morfotectônico procurou seguir, na medida do possível, as normas definidas por Tricart (1972) e Pires Neto (1981).

b. CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO

A caracterização do relevo seguiu as diretrizes propostas por Ponçano *et al.* (1979), com ênfase na caracterização das unidades e elementos do relevo segundo critérios morfográficos, no que se refere à forma de seus perfis de vertente, forma e

extensão dos topos e configuração dos vales, e critérios morfométricos, no que se refere à relação amplitude/declividade da área.

Na composição da legenda para os mapas geomorfológicos (Figuras 4.9 e 5.8), procurou-se favorecer uma compreensão imediata para as características principais da morfologia representada. Deste modo, foi empregado um sistema coordenado de letras onde a primeira letra, maiúscula, representa o sistema de relevo ao qual pertence a morfologia, e as letras seguintes, minúsculas, representam características específicas desta morfologia (forma ou extensão dos topos), ocorrência de elementos subordinados do relevo (encostas ravinadas, escarpas festonadas, vales sub-paralelos) ou morfologias específicas (mesas residuais, tabuleiros).

CHAVE DA LEGENDA

1. Letras Maiúsculas:

- SISTEMAS DE RELEVO

P - Planícies Fluviais

C - Relevo Colinoso

R - Relevo de Morrotes

E - Relevo de Morros com Encostas Suavizadas

M - Relevo de Morros

S - Relevo de Serras

2. Letras Minúsculas:

- CARACTERÍSTICAS DOS TOPOS

*** QUANTO À EXTENSÃO E AMPLITUDE**

p - Pequenos

e - Extensos

m - Médios

b - Baixos

g - Amplos

*** QUANTO À FORMA E DISTRIBUIÇÃO**

d - Achatados

n - Alongados

a - Arredondados

l - Alongados e Alinhados

c - Em Crista (agudos)

r - Restritos e Alinhados

h - Homoclinais

i - isolados

- OCORRÊNCIA DE ELEMENTOS SUBORDINADOS DE RELEVO

q - Encostas Ravinadas

o - Morrotes Isolados

v - Vales sub-paralelos

j - Morros Isolados

f - Escarpas Festonadas

s - Serras Restritas

- MORFOLOGIAS ESPECÍFICAS

k - Mesas Residuais

t - Tabuleiros

Como base para a classificação dos sistemas de relevo foram utilizadas as legendas geomorfológicas propostas anteriormente por Espírito Santo & Bemerguy (1995) e Espírito Santo (1996), para o interflúvio Xingu-Araguaia.

c. CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

A caracterização da rede de drenagem, com o reconhecimento de seus padrões e relações estruturais, obedeceu às classificações propostas por Howard (1967), Faniran & Jeje (1983), Deffontaines (1990), Summerfield (1991) e Deffontaines & Chorowicz (1991).

d. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL/MORFOTECTÔNICA

A determinação do caráter morfoestrutural/morfotectônico das áreas estudadas baseou-se no estabelecimento das correlações entre os elementos/domínios geomorfológicos e as feições estruturais/fenômenos tectônicos, pautada nos critérios para investigações neotectônicas em consonância com a geomorfologia estrutural propostos por Hasui & Costa (1996), Summerfield (op. cit.) e Stewart & Hankoc (1994). Estes utilizam formas e elementos do relevo e da drenagem como indicadores cinemáticos e temporais.

B. METODOLOGIA DE CAMPO

A caracterização dos compartimentos geomorfológicos regionais, principais conjuntos rochosos e estruturas associadas, foi realizada ao longo de seções geológicas previamente selecionadas pelos trabalhos de fotointerpretação.

1.2.2 - Materiais

Os seguintes materiais foram utilizados:

- Cartas topográficas nas escalas de 1: 250.000 e 1: 100.000;
- Imagens radargramétricas nas escalas de 1: 250.000 e 1: 100.000;
- Mapas de drenagem, morfométricos e geomorfológicos, nas escalas 1: 250.000 e 1: 500.000 das folhas SB.22-Z-A (SERRA DOS CARAJÁS), SB.22-X-C (SERRA PELADA), parciais (Espírito Santo, 1996);
- Mapas de drenagem e geomorfológicos das Folhas SB.23-V-A (RIO CAJUAPARÁ) e SA.23-Y-C (PARAGOMINAS), parciais (Estágio de Campo III/UFPa/CG, Açailândia, 1996).

As cartas e imagens utilizadas na elaboração da dissertação estão relacionadas na Figura 1.1.

TIPO	ESCALA	SERRA DOS CARAJÁS		SERRA DO TIRACAMBÚ	
		FONTE	ARTICULAÇÃO	FONTE	ARTICULAÇÃO
CARTAS TOPOGRÁFICAS	1:100.000			IBGE	SA.23-Y-C-I (RIO POTIRITÁ) SA.23-Y-C-II (PARAGOMINAS-S) SA.23-Y-C-III (FAZENDA CROANTÁ) SA.23-Y-C-IV (VILA ARCO-ÍRIS) SA.23-Y-C-V (GURUPIZINHO) SB.23-V-A-I (FELINTO MÜLLER) SB.23-V-A-II (GUARAMANDI) SB.23-V-A-III (BOM JESUS DA SELVA) SB.23-V-A-IV (AÇAILÂNDIA) SB.23-V-A-V (AÇAILÂNDIA-E) SB.23-V-A-VI (NOVO BACABAL)
	1:250.000	IBGE	SB.22-Z-A (SERRA DOS CARAJÁS) SB.22-X-C (SERRA PELADA)	IBGE	SB.23-V-A (AÇAILÂNDIA)
MOSAICOS SEMI-CONTROLADOS DE RADAR	1:250.000	PROJETO RADAM	SB.22-Z-A (SERRA DOS CARAJÁS) SB.22-X-C (SERRA PELADA)	PROJETO RADAM	SA.23-Y-C (PARAGOMINAS) SB.23-V-A (CAJUAPARA)

Figura 1.1 - Cartas topográficas e imagens de radar utilizadas nesta pesquisa.

2 - CONCEITOS GERAIS

a. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL

Summerfield (1991) define a **Geomorfologia** como a ciência que se preocupa com a forma do relevo e com os processos que o geraram, tendo, como um de seus enfoques naturais, a relação entre o relevo e os processos que atualmente agem sobre ele. Sendo o relevo o resultado de uma interação entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, a geomorfologia se revela uma ciência essencialmente interdisciplinar.

Pannizza *et al.* (1987), procurando sistematizar a investigação geomorfológica em consonância com as pesquisas neotectônicas, definiram as áreas de investigação relacionadas à **Geomorfologia Estrutural** (Figura 2.1) e dividiram seus campos de atuação em: **Morfotectônica e Morfoseleção**.

A Morfotectônica se ocupa de relevos cuja evolução está relacionada a movimentos tectônicos. Quando reflete a dinâmica desses movimentos denomina-se Morfotectodinâmica. A morfotectodinâmica pode abranger os movimentos recentes (Morfoneotectônica) ou antigos (Morfopaleotectônica).

A Morfoseleção se ocupa de relevos cuja evolução é controlada pela estruturação. Em um regime passivo, isto é, tectonicamente inativo, a morfoseleção pode refletir tanto um controle litológico (Morfolitologia) quanto estrutural (Morfotectoestática).

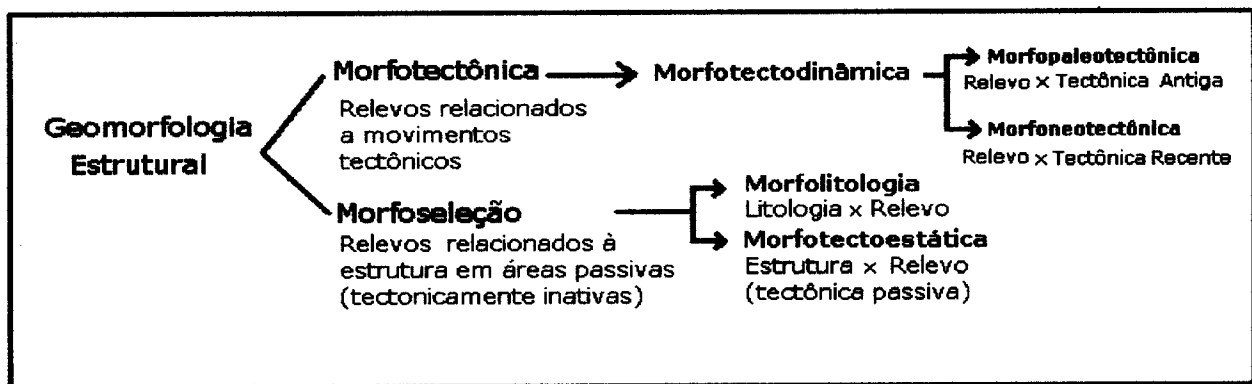


Figura 2.1 - Campos de atuação da Geomorfologia Estrutural.

Modificado de Panizza *et al.*, 1987)

A Geomorfologia Estrutural é, portanto, a parte da geomorfologia que estuda a relação entre o relevo e a estruturação do substrato que o sustenta. Esta abordagem se apóia no conceito básico da geomorfologia segundo o qual "a estrutura geológica é um fator dominante na evolução das formas da Terra e está refletida nelas" (Thornbury¹, *apud* Bemerguy, 1997).

Neste contexto, é de particular importância o Princípio do Antagonismo de Scheidegger *apud* Scheidegger² & Al (1986), que considera que a evolução geomórfica da superfície da Terra resulta da interação entre os processos endógenos e exógenos. No contexto atual, estes processos endógenos corresponderiam essencialmente ao Campo de Stress Renovável de Bott³ & Kuznir *apud* Scheidegger & Al, *op.cit.*). As feições superficiais da Terra são determinadas, portanto, pelos processos geodinâmicos, em seu interior, e modificadas, em superfície, pela interação com a atmosfera (vento, água e gelo), com taxas de soerguimento/erosão em geral de 1km/m.a.. O que implica em que nenhuma das paisagens atuais pode ser mais antiga que alguns milhões de anos.

b. RELEVOS MORFOTECTÔNICOS E MORFOESTRUTURAIS

Hills⁴ *apud* Stewart & Hancock (1994) define **Morfotectônica** como o estudo de todos os aspectos da relação entre a estruturação geológica e o relevo.

Stewart & Hancock (*op.cit.*) referem-se à **Geomorfologia Tectônica** como o estudo das relações entre estruturas neotectônicas e o relevo. Consideram que as paisagens tectônicas apresentam um largo espectro de feições topográficas que podem ser usadas como indicadores cinemáticos do estilo, magnitude e razão, ou duração, dos movimentos tectônicos.

¹ THORNBURY, W. T. 1969. *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons, 594 p.

² SCHEIDEGGER, A. E. 1979. The Principles of antagonism in the Earth's evolution. *Tectonophysics*, 126: 285-300.

³ BOTT, M.H. P.S. & KUSZNIR, n. j. 1984. The origin of tectonic stress in the lithosphere. *Tectonophysics*, 105: 1-13.

⁴ HILLS 1956 HILLS, E. S. 1956. A contribution to the morphotectonics of Australia *J. Geol. Soc. Aust.* 3: 1-15.

A **Geomorfologia Tectônica** é considerada por Bull & Wallace (1985) como o estudo da relação entre a paisagem, os movimentos verticais e horizontais, e os processos erosionais e deposicionais, o que implicaria no reconhecimento das feições do relevo que são sensíveis a estes movimentos, registrando-os, indiretamente, pela ação de seus processos de erosão e deposição. São colocados como exemplo o formato das paisagens montanhosas em seus elementos: facetas triangulares, taxas de embaciamento na junção com as áreas de *piedmont*, configurações dos perfis de vertente nos vales.

Fairbridge (1968) usa o termo **Morfotectônica** abrangendo as mais extensas e maiores feições de relevo da Terra, hierarquizando-as e distinguindo-as em feições de 1ª e 2ª ordens, sendo as de 1ª ordem os Continentes (Epirogenéticos - *Epirocratons*) e as Bacias Oceânicas (Oceanogênicas - *Thalassocratons*). As Unidades Morfotectônicas de 2ª ordem ocorrem no interior destas, sendo: Escudos Antigos (*Cratons*), Cadeias Orogênicas Jovens ou Cinturões Montanhosos Dobrados, e Cinturões Orogênicos Antigos, bem como *Basin-Ranges* (Cinturões de Blocos Falhados), *Rift-Systems* (Zonas Tafrogênicas) e bacias de várias naturezas. Segundo o autor, os compartimentos morfotectônicos correspondem, essencialmente, aos geotectônicos, porém, em zonas de sutura, o grau de complexidade nem sempre permite o fácil reconhecimento destes limites.

Scheidegger & Al (1986) consideram que todas as feições estatisticamente sistemáticas são de origem tectônica, enquanto que, as aleatórias, são de origem exógena. Agrupam as paisagens tectônicas em: aquelas geradas por processos geotectônicos - de 1ª e 2ª ordens, geradas, respectivamente, pelo campo de *stress* primário e pela interação de duas feições de primeira ordem; e aquelas não geradas por processos geodinâmicos - de 3ª ordem, geradas por *stresses* gravitacionais auto-induzidos.

Cotton⁵ *apud* Bemerguy (1997) refere-se à **Paisagem Tectônica** como aquela que resulta de movimento crustal, considerando relevos estruturais aqueles gerados pela erosão controlada pela estrutura interna do terreno.

⁵ COTTON, C. A 1968. Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Pennsylvania, Hutchinson & Ross. p. 768- 772.

O termo **Morfoestrutura** foi utilizado por Gerasimov⁶ & Mescherikov (1968) para definir aquelas formas da superfície terrestre produzidas pela interação de forças endógenas e exógenas, sendo o fator endogenético predominante nos movimentos tectônicos da crosta terrestre.

Bashenina *et al.* (1972) descrevem morfoestruturas como formas de relevo de origem tectônica modificadas, em vários graus, por processos exógenos, e que podem ser formadas tanto por movimentos recentes e contemporâneos da Terra quanto por movimentos mais antigos. Considerando que, em escala regional, os padrões tectônicos tendem a ser mais expressivos, observam que, em pequena escala, os mapeamentos morfológicos tendem a ser morfoestruturais.

Gerasimov *apud* Gerasimov & Mescherikov, *op. cit.* propôs a subdivisão de todas as formas de relevo da Terra em três categorias genéticas principais para a análise geomorfológica: Elementos de Geotextura, que compreendem as grandes feições de relevo da Terra (massas continentais, bacias oceânicas e outros); Morfoestruturas, que consistem das formas maiores do relevo terrestre (cadeias de montanhas, bacias intramontanas, platôs, terras baixas, etc...) ou de formas de relevo pequenas geradas diretamente por movimentos tectônicos (anticlinais, bacias, domos, arcos...); e Morfoesculturas, que são pequenas formas geradas pelos processos exógenos. Os elementos de morfoestrutura complicam as formas de geotextura e, por sua vez, são complicados pelas pequenas formas morfoesculturais.

Os elementos morfoestruturais variam em origem, idade e morfologia, podendo ser agrupados em: Regiões de Planícies em Plataformas e Escudos e em Morfoestruturas de Regiões Montanhosas (Orogênicas).

As estruturas montanhosas, que são as de interesse neste trabalho, dividem-se em: Montanhas Jovens, geradas pelos cinturões orogênicos cenozóicos, predominantemente dobradas; e Montanhas Regeneradas, formadas em regiões dobradas peneplanizadas por movimentos orogênicos antigos (cinturões montanhosos pré-cambrianos, paleozóicos e mesozóicos), predominantemente de blocos falhados.

⁶ GERASIMOV, I. P. 1946. *Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of Soviet Union.* (Probl. Fizicheskoy geografic, 12).

Para termos de execução deste trabalho, quanto à natureza dos relevos controlados pela estrutura, são considerados **Morfoestruturais** aqueles relevos cuja evolução teve um controle preponderante do arcabouço litoestrutural, no contexto da tectônica ressurgente; e **Morfotectônicos** os relevos elaboradas sob controle tectônico ativo, onde as estruturas neoformadas são o fator preponderante. Segundo Saadi (1991) a análise morfotectônica seria um processo de entendimento da atividade neotectônica a partir das formas e feições por ela controladas.

C. NEOTECTÔNICA E TECTÔNICA RESSURGENTE

O termo Neotectônica foi introduzido por Obrushev⁷ apud Mescherikov (1968a) referindo-se à parte das ciências da Terra que estuda os movimentos da crosta terrestre ocorridos durante o Terciário Tardio (Neogeno ou Mioceno e Plioceno) e Quaternário, e que tiveram importância decisiva na formação da topografia contemporânea.

A extensão da atuação da neotectônica foi, e é, motivo de discussão acadêmica, com alguns autores limitando sua atuação ao estudo dos movimentos do Quaternário (ou Plioceno e Quaternário) e outros atribuindo à neotectônica todos os movimentos que contribuíram para a formação da topografia atual, mesmo os que remontam ao Terciário, ou mesmo o Mesozóico, quando se formaram os estágios iniciais dos maiores elementos dessa topografia (Mescherikov, 1968a).

Pavrides (1989) reuniu e comparou as definições correntes de neotectônica, onde se destacam os conceitos propostos por Hancock⁸ (apud Pavrides, op.cit.) de que, para dada região, o início do período neotectônico coincide com o estabelecimento da configuração atual dos movimentos e limites tectono-estruturais, e por Blenkinsop⁹ apud Pavrides, op.cit., que propõe que o início da neotectônica coincida com o estabelecimento do campo de stress atual.

⁷ OBRUSHEV, V. A 1948. *Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki*. Izv. Akad. Nauk SSSR (Ser. Geol., 5).

⁸HANCOCK, P. 1986. Neotectonics (Conf. Rep.). *J. Geol. Soc. Lond.*, 143, 325-326.

⁹ BLEKINSHOP T. G. 1986.. Neotectonics (Conf. Rep.). *J. Geol. Soc. Lond.*, 143, 325-326.

Em sua própria definição, Pavlides (1989) propõe que o início do período neotectônico não é um consenso global, mas depende das características individuais de cada ambiente geológico. Seria, então, a neotectônica, o estudo dos eventos tectônicos jovens que ocorreram, e/ou ainda ocorrem, em uma dada região depois de sua orogenia final (onde houve uma orogenia recente) ou de sua última reorganização tectônica significativa.

Neste contexto, em âmbito internacional, a Comissão de Neotectônica da INQUA¹⁰ *apud* Saadi (1993) adotou a definição que considera como movimentos neotectônicos quaisquer movimentos ou deformações do nível geodésico de referência, seus mecanismos, origens geológicas (quaisquer que sejam), independente da idade de início, implicações práticas e futuras extrapolações. Para efeitos do entendimento da origem dos movimentos registrados não são estabelecidos limites de escala temporal ou de espaço.

Em consonância com este conceito, Stewart & Hancock (1990) consideram que a fase neotectônica inicia-se em tempos diferentes para lugares diferentes, dependendo de seu regime tectônico, ocupando-se dos movimentos ocorridos no passado e que continuam nos dias atuais. A estrutura neotectônica, portanto, é aquela que teria se propagado e reativado em um campo de *stress/strain* que tenha persistido, sem mudança significativa de orientação, até os dias presentes.

Para o Brasil, Hasui (1990) propõe duas alternativas para a neotectônica: a primeira engloba todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual, remontando ao Triássico (ou mesmo ao Permiano); e a segunda inclui apenas os processos relacionados à deriva do continente Sul-Americano, remontando à meados do Terciário. O autor dá preferência à segunda alternativa, na medida em que esta corresponde ao objeto da Neotectônica como definida internacionalmente, englobando apenas as movimentações ainda vigentes: as manifestações de regime intraplaca correspondentes aos movimentos do Neogeno (Mioceno - Plioceno) e Quaternário (Pleistoceno).

¹⁰ INQUA. 1978. Neotectonics (Mömer, N. A , ed). *Bulletin INQUA Neotectonics comission.*, 13: 87.

Muir Wood & Mallard¹¹ *apud* Stewart & Hancock (1994) definem que o estado predominante de deformação, no interior de uma região intraplaca, é abrangido pelas estruturas desenvolvidas no regime tectônico corrente, que são as estruturas neotectônicas.

Neste contexto, é ainda de vital importância a noção da existência de zonas de fraqueza crustal e de sua influência no desenvolvimento de processos e feições geológicas e, conseqüentemente, na evolução da paisagem, haja vista a relação direta e obrigatória entre a Neotectônica e a configuração da morfologia atual (Saadi, 1991).

Vem de encontro a essa noção o conceito de Tectônica Ressurgente de Hills¹² *apud* Hasui (1990) que engloba as manifestações tectônicas intermitentes de falhas em episódios separados por intervalos de quiescência.

Segundo Hasui (1990), na evolução da crosta continental a Tectônica Ressurgente tem importância não apenas na reativação ocasional de uma falha ou zona de cisalhamento dúctil isoladas, mas de sistemas tectônicos inteiros. A influência destas estruturas pretéritas é de tal magnitude, que sustenta a tese de que as manifestações geológicas têm uma herança estrutural crônica. Está claro, entretanto, que também devem ser levados em consideração outros fatores como a relação entre a orientação dessas estruturas preexistentes e a direção e intensidade dos esforços atuais.

d. CICLOS GEOMÓRFICOS E SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO

Mescherikov (1968b) definiu como ciclos geomórficos, ou geomorfológicos, aqueles ciclos de elaboração do relevo. Estes se compoem de duas fases: a **fase de agradação**, que, freqüentemente, coincidiria com processos de subsidência ou transgressões marinhas; e a **fase de degradação**, que, em geral, corresponderia a períodos de regressão marinha ou a processos de soerguimento epirogenético.

A elaboração do relevo por estes ciclos erosivos gera diferentes tipos de modelato, de acordo com os processos atuantes na paisagem. Paisagens em processo

¹¹ MUIR WOOD, R. & MALLARD, D. J. 1992. When is a fault extinct? *J. Geol. Soc. Lond.* 149: 251- 255.

¹² HILLS, E. S. 1956. A contribution to the morphotectonics of Australia *J. Geol. Soc. Aust.* 3: 1-15.

de agradação geram modelatos de acumulação. Paisagens em processo de degradação geram modelatos de degradação. Quando os processos morfológicos atingem um equilíbrio morfodinâmico geram modelatos de aplainamento, as chamadas **superfícies de aplainamento**.

As **superfícies de aplainamento** podem preservar depósitos detríticos de natureza colúvio-aluvionar, e/ou depósitos de agradação correlativos a processos erosionais adjacentes, sendo chamadas de Superfícies Inumadas. Quando não preservam depósitos, estas superfícies são chamadas de Superfícies Exumadas, sendo indicativas de retomada da erosão (Silva, 1997).

e. SUPERFÍCIES DE EROÇÃO, NÍVEL DE BASE, PENEPLANO E PENEPLANAÇÃO

Superfícies de erosão são superfícies aplainadas produzidas por todos os processos de aplainamento por erosão (Brown, 1968). Segundo Mescherikov (1968a), aplainamentos são paisagens que apresentam pouca variação em termos de elevação topográfica, e que são uniformes do ponto de vista geomorfológico.

O equilíbrio morfodinâmico, que gera as superfícies de erosão, ocorre quando os processos erosivos rebaixam o relevo de degradação ao nível denominado por Powe¹³ *apud* Twidale (1968) de **nível de base**. Este seria o nível abaixo do qual regiões secas não podem ser erodidas.

O modelo Davisiano considera que o nível de base continental geral corresponde à uma continuação hipotética do nível do mar, através da terra, mas, níveis de base locais também são válidos (King, 1968).

Dutton¹⁴ *apud* Twidale (1968) considera que “todas as regiões tendem a um nível de base de erosão” e que, “se o tempo for longo o suficiente, cada região irá, em seu turno, se aproximar dele mais e mais, até alcançá-lo”. Este estágio final de arrasamento do relevo é denominado por Brown (1968) de **peneplanação**.

¹³ POWELL, J. W. 1875. *Exploration of the Colorado River of west and its tributaries Washington*. 291 p.

¹⁴ DUTTON, C. E. 1882. *Tertiary history of the Grand Cañon District*. 76 p. (U. S. Geol. Survey Mem., 2) .

Peneplanos são superfícies planas, ou levemente onduladas, resultantes da atuação de ciclos geomorfológicos cujo trabalho se realizou até a extrema senilidade (Guerra,1979).

Para Twidale (1968) estas superfícies representam o último estágio de aplainamento de um ciclo erosivo. Caracterizam-se por serem praticamente uniformes, sem feições subordinadas, mostrando pouca concordância com a estruturação subjacente, sendo controladas apenas pela proximidade do nível de base.

f. PEDIMENTOS, PEDIPLANOS , PEDIPLANAÇÃO E ETCHPLANAÇÃO

O modelo de peneplanação proposto por Davis¹⁵ *apud* Passos & Bigarella (1998) implicaria em um processo de rebaixamento do relevo, de maneira vertical, pelo aprofundamento e remoção, pelos rios, do manto de intemperismo. A evolução do relevo se daria pelo rebaixamento contínuo e redução da declividade.

Por outro lado, o modelo de **pediplanação** considera que o rebaixamento do relevo se dá pelo recuo das vertentes, em um processo de erosão lateral, associado a um estágio avançado de **pedimentação**.

Pedimentos são acúmulos de finas camadas de detritos oriundas da erosão de rochas em áreas elevadas de regiões áridas e semi-áridas, ou moldados pela ação da água corrente. A coalescência destes pedimentos gera aplainamentos, superfícies inclinadas denominadas **pediplanos** (Twidale, 1968).

King (1968) chama de **pediplanação** o modelo de evolução cíclica de relevos por retração de escarpamentos e pedimentação. Neste modelo as áreas soerguidas tendem a ser reduzidas a um relevo de baixo gradiente, através de uma série de estágios intermediários, durante os quais, as encostas recuam, mais ou menos paralelas entre si, deixando um nível mínimo de pedimentos que se estendem dos pés das encostas aos leitos dos rios mais próximos.

g. CICLOS EROSIVOS E SUPERFÍCIES DE EROÇÃO NO BRASIL

Segundo Davis¹⁶ *apud* Passos & Bigarella (1998), a interrupção de um ciclo e o começo de um outro daria origem a um relevo policíclico, com a repetição de formas de

¹⁵ Davis , W. M. 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal*. 14: 481- 504

¹⁶ Davis , W. M. 1902. Base level, grade, and peneplain. *Jour. Geol. Chicago*, 10: 77- 11

relevo a diferentes altitudes. As sucessivas interrupções estariam relacionadas às variações do nível de base, causadas por fenômenos tectônicos e/ou por mudanças climáticas.

Mescherikov (1968b) considera que, durante o Mesozóico e o Cenozóico, as sucessivas reativações de fases de soerguimento interromperam os ciclos geomórficos, e os agentes de denudação não chegaram a alcançar o completo estágio de peneplanação.

A partir da correlação com os eventos geomorfológicos africanos King (1956) e Braun (1971) reconheceram e caracterizaram cinco ciclos erosivos que geraram a paisagem brasileira atuando em âmbito regional: os ciclos Gondwana e Pós-Gondwana (descrito por Braun, op. cit., como um sub-ciclo do ciclo Gondwana), correlacionados ao Cretáceo e atuantes sob clima desértico; o ciclo Sul-Americano ou Africano, correlacionado ao Plioceno; o ciclo Velhas, Pleistocênico; e o ciclo Paraguaçu ou Congo, recente, descrito por Braun como parte do ciclo Velhas.

A evolução da paisagem brasileira seria, portanto, decorrente de uma sucessão ordenada de ciclos erosivos. Neste contexto os três últimos ciclos seriam marcados por suas respectivas superfícies de aplainamento, e os dois primeiros não teriam superfícies remanescentes, estas tendo sido retrabalhadas pelos ciclos posteriores.

3 - ASPECTOS GERAIS DO QUADRO MESO-CENOZÓICO

O estágio de estabilidade da plataforma brasileira foi marcado por três eventos de tectônica extensional: no Proterozóico Médio, no Paleozóico e no Mesozóico. O evento do Mesozóico representa o fim deste estágio de estabilização e marca o início de um período de reativação tectônica da estruturação antiga, chamado de reativação Wealdeniana por Almeida (1967), também conhecido como Reativação Sul-Atlântica, e que culminou com a abertura do Atlântico. A escultura dos traços gerais do relevo atual está relacionada à esta reativação no Fanerozóico, sendo o aperfeiçoamento do relevo e a formação de diversos tipos de depósitos sedimentares, resultados de um tectonismo mais discreto relacionado a processos mais modernos (Hasui & Costa, 1996).

Segundo Hasui (1990), a morfogênese do território brasileiro decorreu, essencialmente, dos processos tectônicos que incidiram após o Triássico e culminaram com a abertura do Atlântico e a deriva dos continentes, envolvendo soerguimentos, *horsts* e grábens gerados por falhas, domos levantados por intrusões, formação de derrames vulcânicos, erosão e sedimentação. O quadro geral dessas manifestações neotectônicas ainda é impreciso, mas pode ser esboçado a partir da análise das superfícies de erosão reconhecidas no território. Os processos de erosão e sedimentação ligados à neotectônica estão vinculados à esculturação do relevo e evolução da rede de drenagem a partir do retrabalhamento dessas superfícies (que correspondem aos elementos paisagem atual).

Segundo Seyfert & Sinkin¹⁷ *apud* Costa *et al.* (1991), no final do Paleozóico, início do Triássico, a região norte do Brasil era circundada pelos cinturões orogênicos, em uma posição eminentemente continental situada em latitudes onde os climas eram predominantemente áridos e semi-áridos. Neste contexto, durante os períodos Triássico e Jurássico, exceto nos locais onde ocorria extensão e, por conseguinte, sedimentação (onde se inclui a Bacia do Parnaíba), instalou-se uma longa fase erosional, denominada por King (1956) e Braun (1971) como Ciclo Gondwana.

No final do Jurássico o desmantelamento do Pangea e a abertura e desenvolvimento do Atlântico Equatorial, vinculados ao deslocamento da África para NE

¹⁷ SEYFERT, C. K. & SIRKIN, L. A. 1979. *Earth history and Plate tectonics*. 2.ed. Harper & Row. 600p.

e da América do Norte para NW, condicionaram, na região Norte do Brasil, uma evolução tectono-sedimentar atrelada a um regime extensional que se desenvolveu através de eixos de estiramento distintos nos quais se distinguem dois domínios: Domínio Ocidental e Domínio Oriental (Costa *et al.*, 1991) (Figura 3.1).

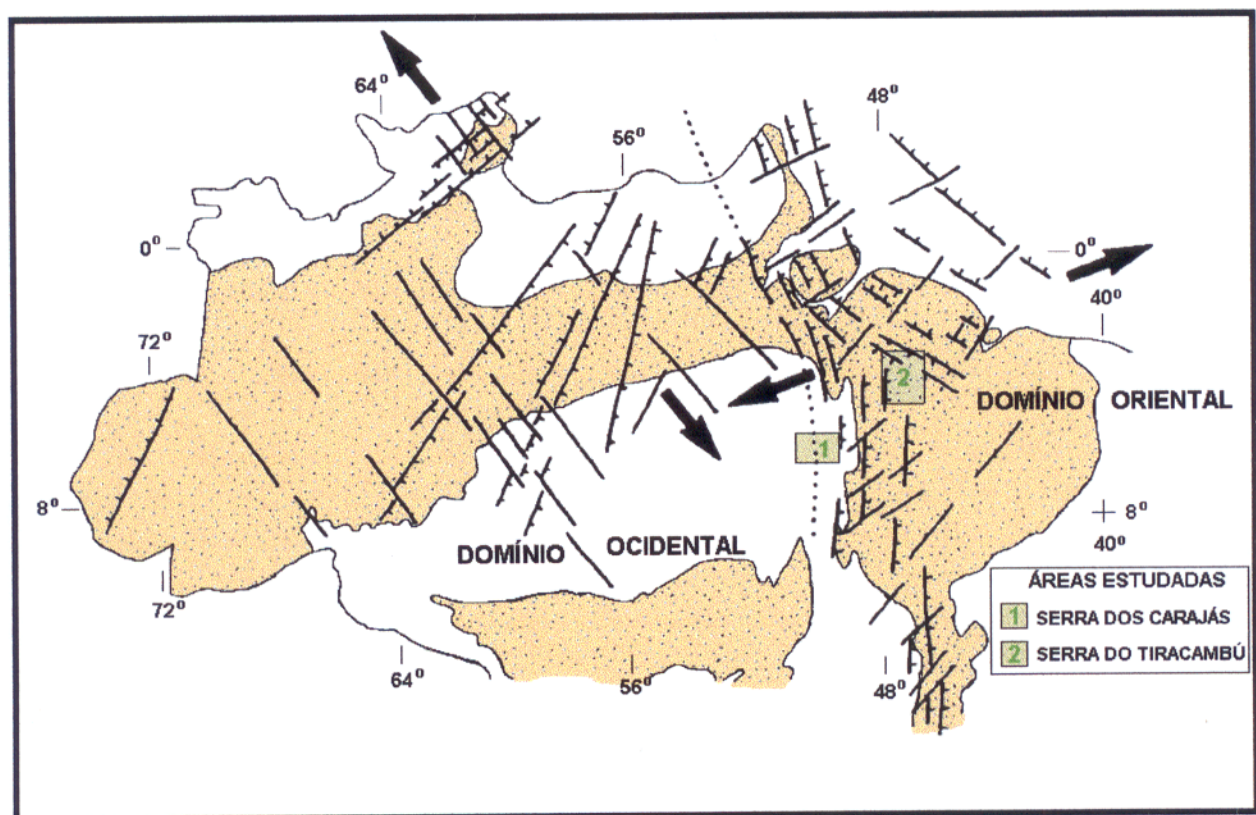


Figura 3.1 - Domínios estruturais da evolução tectono-sedimentar meso-cenozóica com a localização das áreas estudadas (Modificado de Costa *et al.*, 1991).

O Domínio Oriental evoluiu a partir de um eixo extensional ENE-WNW. O forte controle das estruturas pré-cambrianas condicionou a divisão deste domínio em três setores de acordo com a influência destas na evolução das estruturas mesozóicas. O limite ocidental da Bacia do Parnaíba faz parte do setor 2 que se caracterizou pela instalação de falhas normais N-S, inclinadas para leste, e falhas de transferência verticais NE-SW e ENE-WSW, fortemente controladas pela estruturação do embasamento cristalino representado, na área, pelo Cinturão Orogênico Araguaia

(N-S), que funcionou como divisor dos eixos extensionais no Mesozóico (Costa *et al.*, op. cit.).

A Serra dos Carajás, no sudeste do Estado do Pará, está situada no limite entre os Domínios Ocidental e Oriental, em terrenos predominantemente pré-cambrianos a oeste da Bacia do Parnaíba, englobando parte do Cinturão Itacaiúnas, além de coberturas vulcano-sedimentares, intrusões ultrabásicas e granitos anorogênicos gerados pelo evento extensional do Proterozóico. Sua estruturação tectônica mesozóica reflete o controle estrutural do Domínio Oriental, associado ao limite ocidental da Bacia do Parnaíba.

A partir do Cretáceo a região de Carajás estava emersa, funcionando como fonte de detritos para as bacias adjacentes em um novo ciclo erosivo. O arrasamento da região, sob um clima árido a semi-árido, atenuado pela influência proto-Atlântica na atmosfera (Costa *et al.*, 1991), ocorre associado a uma fase de pediplanação gerando uma superfície aplainada. Este ciclo erosivo iniciou-se no Cretáceo inferior, atingindo o nível máximo de arrasamento no Cretáceo Superior, e foi denominado Ciclo Post-Gondwana (King, 1956 e Braun, 1971).

Segundo Costa *et al.* (op. cit.), entre o Jurássico e o Mioceno, a Bacia do Parnaíba esteve sujeita à atuação de um eixo extensional ENE-WSW, responsável pelo desenvolvimento do Atlântico Equatorial, com as estruturas das bordas oeste (N-S), Norte (NW-SE), e Leste (N-S) funcionando como falhas normais, articuladas por transcorrências associadas ao Lineamento Transbrasiliano, e descontinuidades NE-SW funcionando como falhas de transferência.

Segundo Góes (1995), a evolução da Bacia do Parnaíba foi policíclica e compartimentada em diferentes bacias de gênese e idades distintas. O regime extensional responsável pela desagregação do Gondwana e abertura do Atlântico promoveu a formação dos *riffs* interiores que formaram essas bacias.

Desse modo, no Terciário Inferior, a Bacia do Parnaíba experimentava um regime extensional, associado a abertura do Atlântico equatorial, caracterizado por falhas normais N-S, articuladas por falhas transcorrentes e transferentes NE-SW (Costa & Hasui, 1991). Estas falhas condicionaram, em períodos diferentes, o aparecimento de sub-bacias NE-SW (Alpercatas, Grajaú e Espigão Mestre) que abrigaram as seqüências fanerozóicas da bacia (Góes & Coimbra, 1996). A área estudada, na Serra do

Tiracambú, está inserida na Bacia do Grajaú, que engloba os sedimentos das formações Codó, Grajaú e Itapecuru.

A Formação Ipixuna representa o registro das últimas manifestações de caráter extensional do evento Sul-Atlântico em domínio continental intraplaca no Terciário Inferior. Sobre esta unidade, e outras mais antigas, desenvolveu-se um perfil laterítico maduro, atribuída ao Eoceno-Oligoceno (Costa, 1991, Truckenbrodt *et al.*, 1991), e que marca um expressivo período de estabilidade tectônica. Este perfil é marcado por horizonte ferruginoso ou ferro-aluminoso, bauxítico ou bauxítico-fosfático (Costa *et al.*, 1996b)

Estas condições de estabilidade tectônica corresponderam à atuação de um novo ciclo erosivo, marcado pela predominância dos processos morfoclimáticos, e que se iniciou no Cretáceo Superior/Terciário Inferior, associado a processos de pediplanação (Boaventura *et al.*, 1974). Este novo ciclo erosivo, denominado Ciclo Sul-Americano, retrabalhou as duas superfícies anteriores e promoveu o mais extenso e perfeito aplainamento no Brasil (Braun, 1971), atingindo o seu máximo no Plioceno.

Os sedimentos correspondentes a este ciclo constituem o chamado Grupo Barreiras. Datam deste período os rios mais antigos da região, com seus cursos adaptados à direção geral N-S, a exemplo dos rios Tocantins, Araguaia e Xingu; em Carajás, e de trechos dos rios Pindaré e Gurupi, na região de Tiracambú.

Segundo Costa *et al.* (1996b), sobrevieram, a seguir, os processos de estruturação, morfogênese e sedimentação em vigor atualmente, relacionados à neotectônica.

O início da Neotectônica está vinculado à mudança do regime tectônico, fixada no Mioceno Superior, que passa do caráter distensivo, ligado à abertura do Atlântico para o regime transcorrente, relacionado à rotação da Placa Sul-Americana para oeste, ainda vigente. A movimentação passa a ser controlada, então, por um binário dextral E-W com as direções de distensão para NE-SW e compressão para NW-SE (Hasui, 1990; Hasui & Costa, 1996)(Figura 3.2).

São reconhecidos dois pulsos de movimentação desde então: um no Mioceno/Plioceno, e outro no Pleistoceno Superior/Holoceno. Eles estão relacionados a deslocamentos ao longo de feixes de falhas, geração de depósitos sedimentares e

controle de padrões de drenagem e relevo (Costa *et al.*, 1996a) e são separados por um período de estabilidade tectônica datado do Pleistoceno Médio.

Na Amazônia, a forte anisotropia crustal, de caráter descontínuo e complexo, com forte influência das estruturas pré-existentes, e o próprio regime direcional, permitiram evoluções, lado-a-lado, diferenciadas e simultâneas, de caráter **Transtensivo** (nordeste de Roraima, sul do Maranhão, nordeste do Tocantins), **Transpressivo** (centro-oeste do Amazonas, oeste, sudeste e **nordeste do Pará e noroeste do Maranhão**) ou francamente Transcorrente (regiões dos baixos cursos dos rios Amazonas e Madeira), chegando mesmo a configurar verdadeiros cinturões (Costa *et al.*, 1996b).

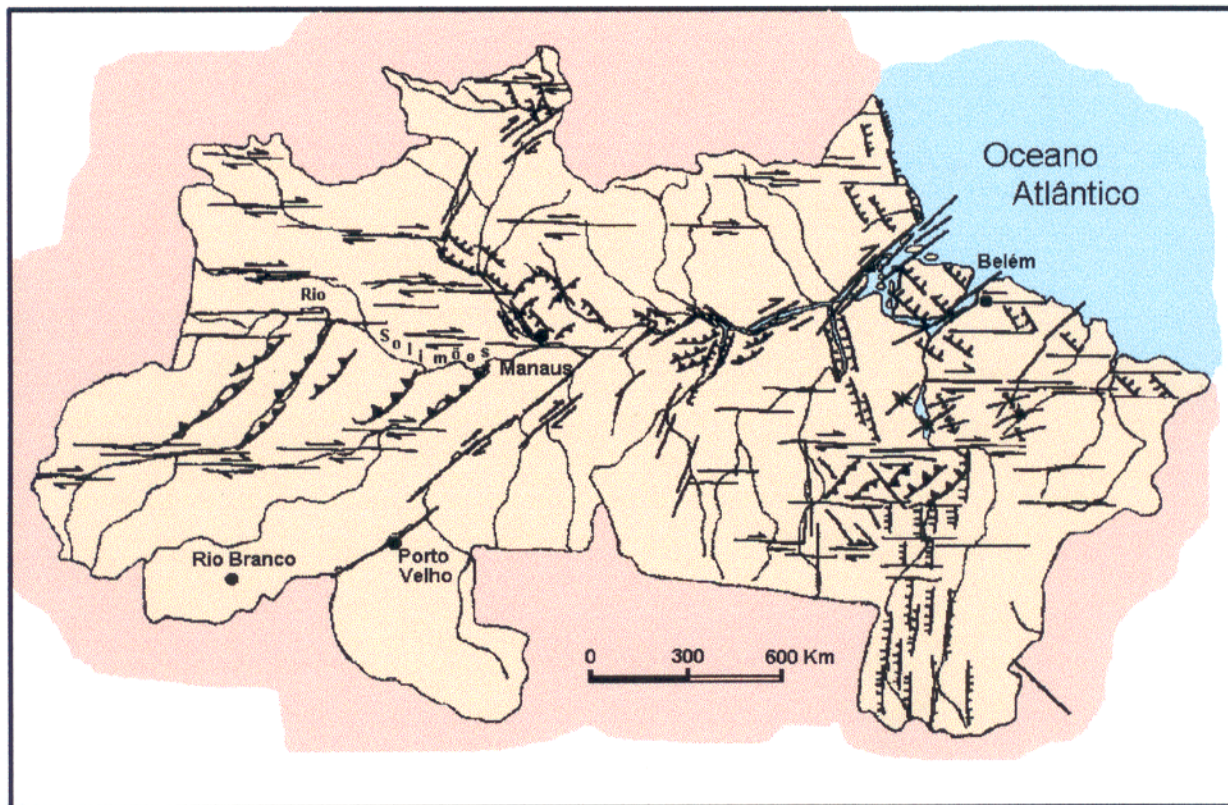


Figura 3.2 - Arcabouço neotectônico da Amazônia, mostrando, esquematizados, os sistemas de falhas e dobras (Modificado de Costa & Hasui, 1997b).

No Terciário Superior, as áreas submetidas a transpressão experimentaram um soerguimento lento que permitiu a superimposição dos vales dos rios mais antigos, com

o delineamento de grande parte da disposição geral verificada atualmente pelos grandes rios (a exemplo do Xingú e do Araguaia/Tocantins) e o alçamento da superfície Sul-Americana (que foi deformada em algumas regiões no Paleogeno) até os patamares atuais, com a formação das Serras do Tiracambú (localmente atingindo 500 m) e dos Carajás (com cotas de até 800 m). O desenvolvimento das anomalias em cotovelo na feição conhecida como "Bico de Papagaio", na confluência dos rios Araguaia e Tocantins, controlada por feixes transcorrentes E-W, também data deste período.

Associado a estes movimentos está um novo ciclo erosivo, chamado por King (1956) e Braun (1971) de ciclo Velhas. Este não chegou a atingir um estágio de aplainamento total ao retrabalhar a superfície Sul-Americana, que em grande parte foi preservada pela crosta laterítica que a capeia constituindo o topo aplainado do relevo elevado, e que funcionou como proteção parcial contra a erosão e o intemperismo.

Este ciclo foi o responsável, porém, pela remoção dos sedimentos do Grupo Barreiras nas áreas mais soerguidas (áreas de eversão), constituindo o chamado evento de Circundesnudação Barreiras descrito por Ab'Sáber (1986) e pela formação dos amplos vales que dissecam o patamar mais antigo. Seu aplainamento máximo é datado como do Pleistoceno. O nível de erosão que constitui a superfície Velhas está representado por um relevo ondulado a fortemente ondulado, associado a relevos residuais em vários estágios de degradação e corresponde à base do relevo.

O período de estabilidade tectônica do Pleistoceno Médio está associado ao desenvolvimento de um perfil laterítico imaturo de mesma idade, relacionado por Costa (1991) ao retrabalhamento do perfil maturo que capeia a superfície Sul-Americana. Este perfil é de idade pós-Barreiras e é marcado por horizonte ferro-alumino-argiloso, não apresentando horizonte Bauxítico ou Bauxítico-Fosfático. Sustenta o relevo mais rebaixado onde não se depositaram os sedimentos quaternários (Costa *et al.*, 1996a).

Após este período de estabilidade, foram retomados os movimentos transcorrentes dextrais. Algumas regiões submetidas à transpressão passaram a experimentar **transtensão** (Manaus e adjacências, **nordeste do Pará**, **noroeste do Maranhão**, baixo Tapajós, baixo Trombetas, e Boa Vista e adjacências), algumas mantiveram o regime de transtensão (leste do Amapá, Nordeste do Tocantins e sul do

Maranhão) e outras continuaram sob **transpressão** (centro-oeste do Amazonas e **Serra dos Carajás**) (Costa *et al.*, 1996b).

As estruturas tectônicas mais recentes correspondem a transcorrências E-W e falhas normais N-S, além de descontinuidades NE-SW e NW-SE interpretadas por Costa *et al.* (1995) como estruturas transpressivas e transtensivas decorrentes da movimentação transcorrente dextral. Estas estruturas neotectônicas controlam o desenvolvimento dos cursos d'água mais jovens, de ordens mais altas, e perturbam os cursos dos rios mais antigos, condicionando o aparecimento de anomalias de drenagem e inflexões ao longo destes. Segundo Costa *et al.* (1996a), durante o Quaternário, no nordeste do Estado do Pará, a modificação mais expressiva da paisagem foi a captura do baixo curso do rio Xingu para a direção NNW-SSE.

As movimentações neotectônicas também estão marcadas na deformação dos perfis lateríticos. Nos lateritos maduros essas deformações se manifestam por desnivelamentos topográficos deste perfil (está associado a morros, platôs e ilhas com níveis topográficos variando entre 10 m e 144 m). Nos lateritos imaturos esta deformação está expressa na segmentação parcial ou total do perfil e na rotação local dos segmentos. Estes registros de movimentação corroboram a tese de que as manifestações neotectônicas ocorreram em pulsos e que se estendem até os tempos recentes (Costa *et al.*, 1996b).

O período mais recente, correspondente ao Pleistoceno Superior/Holoceno, foi correlacionado por Braun (1971), com base no trabalho de King (1956) a um sub-ciclo do ciclo erosivo Velhas, denominado Paraguaçu. Este ciclo seria o responsável pelo desmantelamento atual das duas superfícies anteriores, e pela formação dos depósitos aluviais e fluviais ao longo dos rios base da área, caracterizados por vales de fundo chato.

4 - SERRA DOS CARAJÁS

A Serra dos Carajás está situada na região sudeste do Estado do Pará. A área de estudo abrange aproximadamente 18.000 Km², é limitada pelos meridianos de 49°30'00" e 51°00'00" de longitude oeste de *Greenwich*, e pelos paralelos de 5°30'00" e 6°36'12" de latitude sul, ocupando parte das folhas SB.22-X-C (SERRA PELADA) e SB.22-ZA (SERRA DOS CARAJÁS) (Figura 4.1).

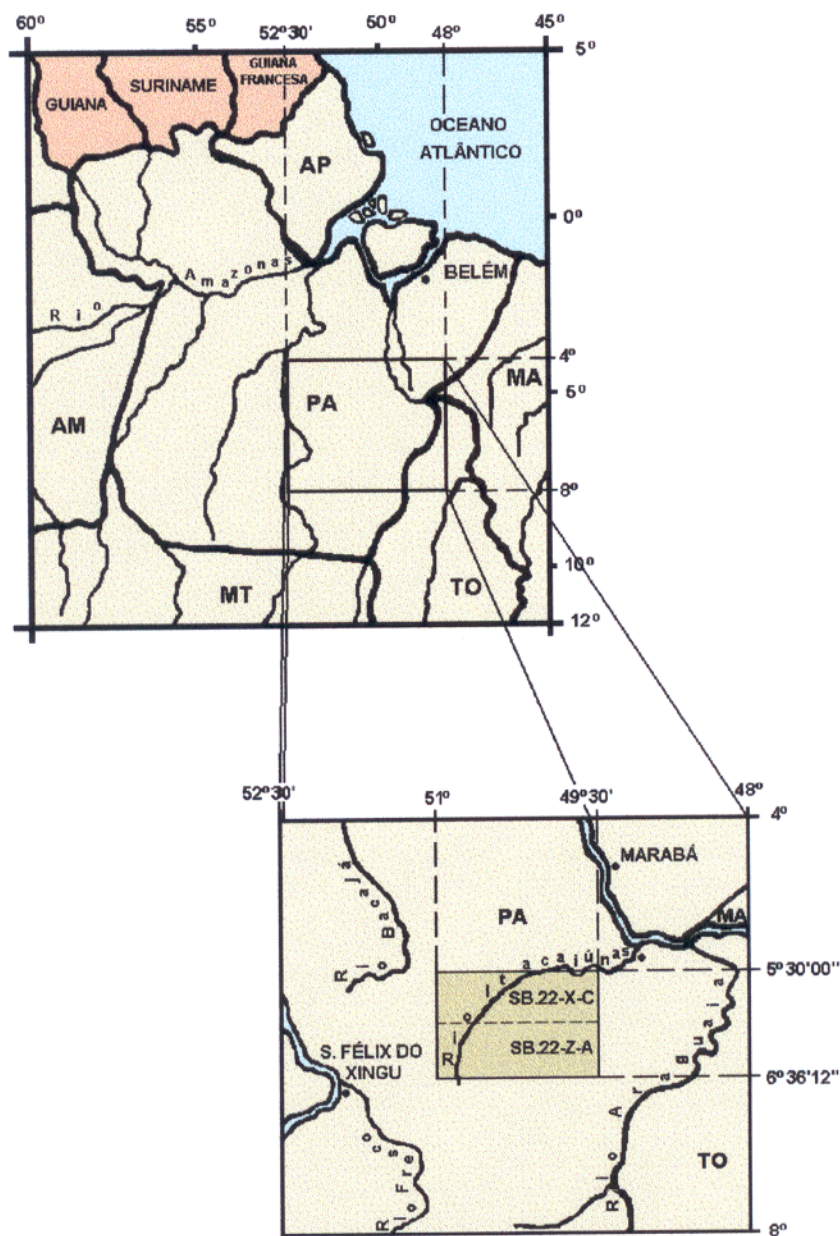


Figura 4.1 - Mapa de localização da área estudada na região da Serra dos Carajás.

4.1 - ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DO QUADRO REGIONAL

A área investigada está inserida regionalmente na Província Mineral de Carajás, definida por Hirata *et al.* (1982) como uma província limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte, pela Serra do Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaús, e que, no âmbito macrorregional, é parte de uma estruturação antiga composta por blocos crustais articulados por zonas de cisalhamento. Com este enfoque, Hasui *et al.* (1984) e Hasui *et al.* (1993) definiram o bloco Araguacema, constituído internamente por granitóides e *greenstone belts*, e limitado por cinturões de cisalhamento (Figura 4.2).

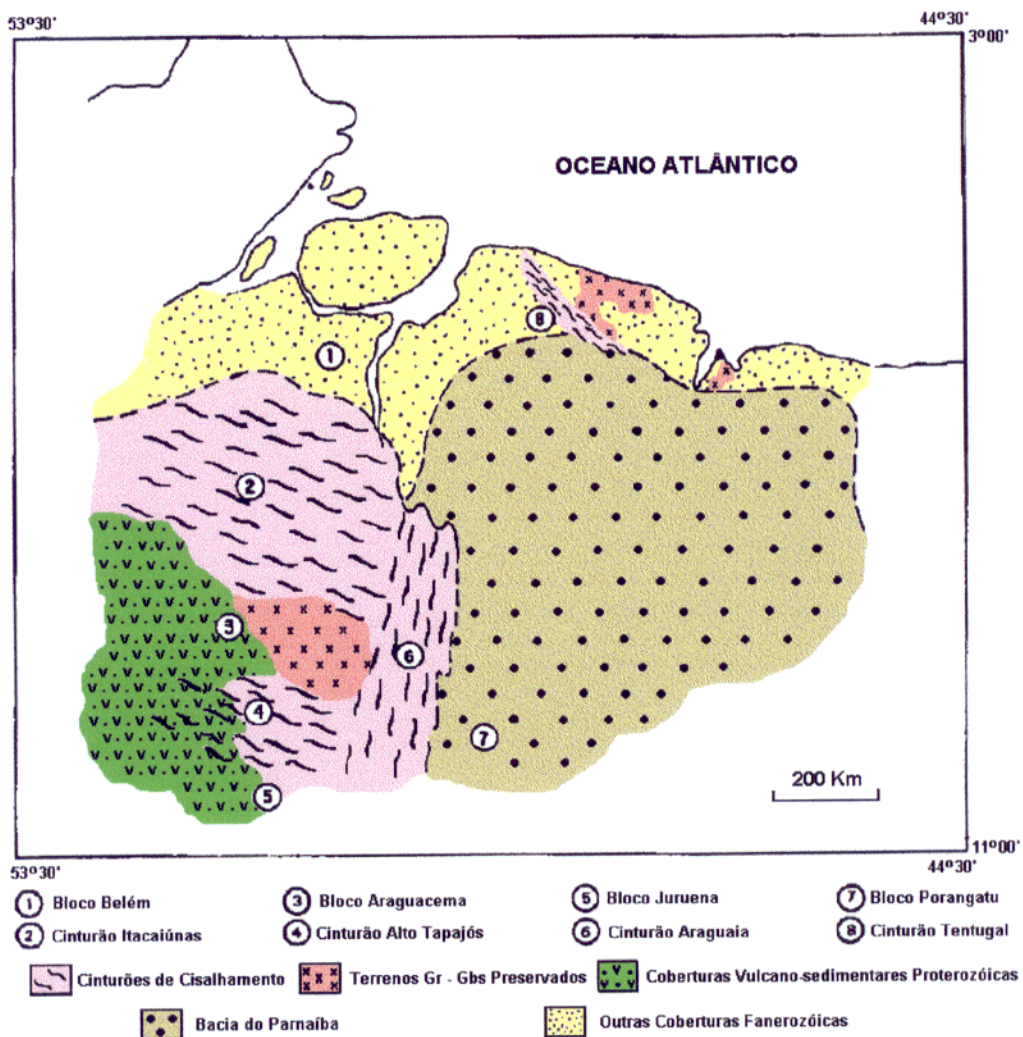


Figura 4.2 - Estruturação antiga da Amazônia a partir de blocos crustais articulados por zonas de cisalhamento (Modificado de Oliveira *et al.*, 1994).

Costa *et al.* (1995) abordaram a geologia da Província de Carajás em termos de sistemas estruturais arqueanos pertencentes ao Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e aos Cinturões de Cisalhamento Itacaiúnas e Pau D'arco, englobando ainda uma pequena faixa do Cinturão Araguaia e os produtos litoestruturais ligados à evolução dos segmentos extensionais do Proterozóico Médio (Figura 4.3).

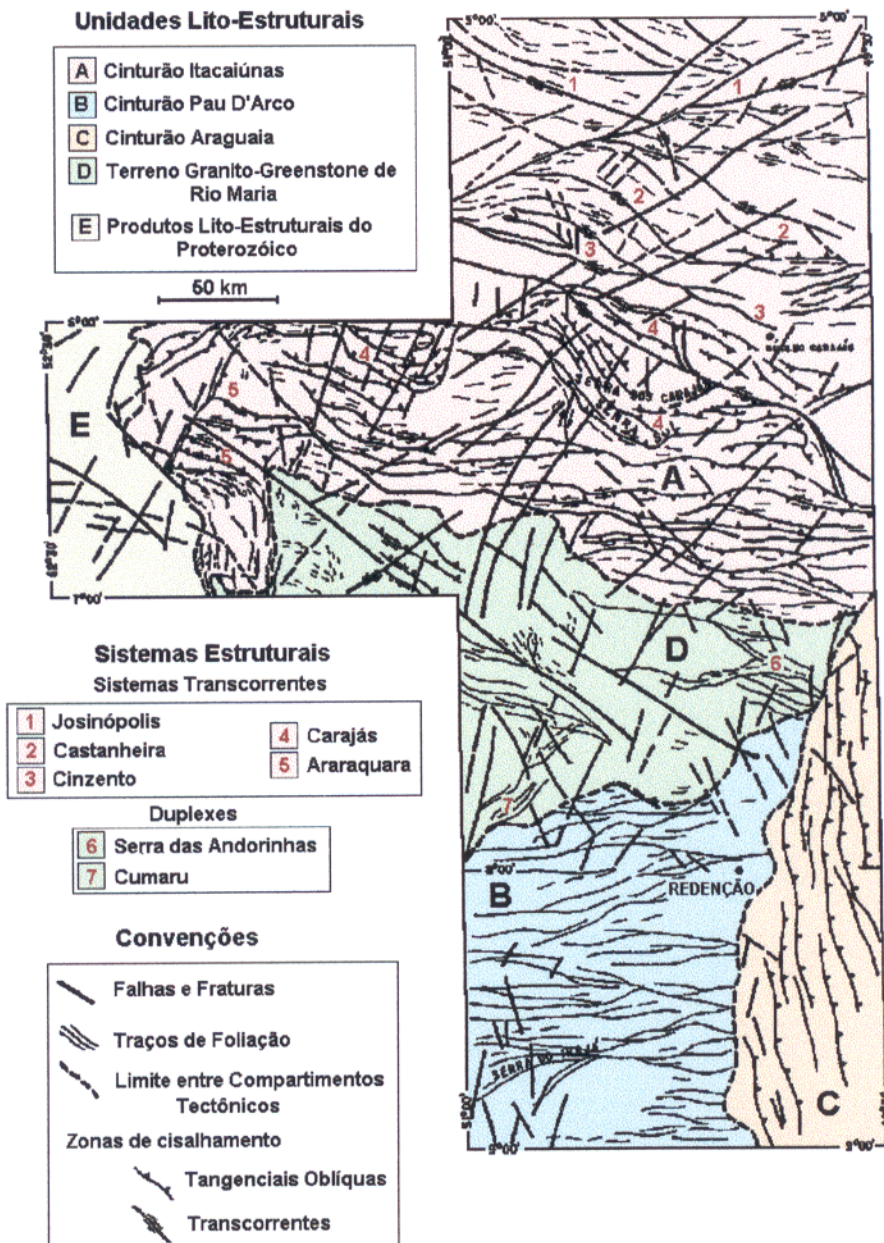


Figura 4.3 - Unidades lito-estratigráficas e sistemas estruturais arqueanos da região da Serra dos Carajás (Modificado de Costa *et al.*, 1995).

As coberturas vulcânicas (Grupo Uatumã) e sedimentares (formações Triunfo, Gorotire e Cubencraquém, e Grupo Paredão), as intrusões ultrabásicas (corpos tipo Santa Inês, Vermelho e Suíte Cateté) e os granitos anorogênicos (Velho Guilherme, Carajás e assemelhados) estariam intimamente ligados a um evento termo-tectônico do Proterozóico Médio, quando esta região foi afetada por movimentos extensionais que geraram falhas normais e de transferência, orientadas respectivamente, nas direções NW-SE e NE-SW (Costa *et al.*, 1994).

As estruturas fanerozóicas constituiriam um sistema distensivo definido por intrusões básicas, que se alojaram em zonas de fraqueza antigas e reativadas (Costa *et al.*, op. cit.).

A distribuição das diferentes litologias ao longo da área estudada pode ser visualizada na Figura 4.4.

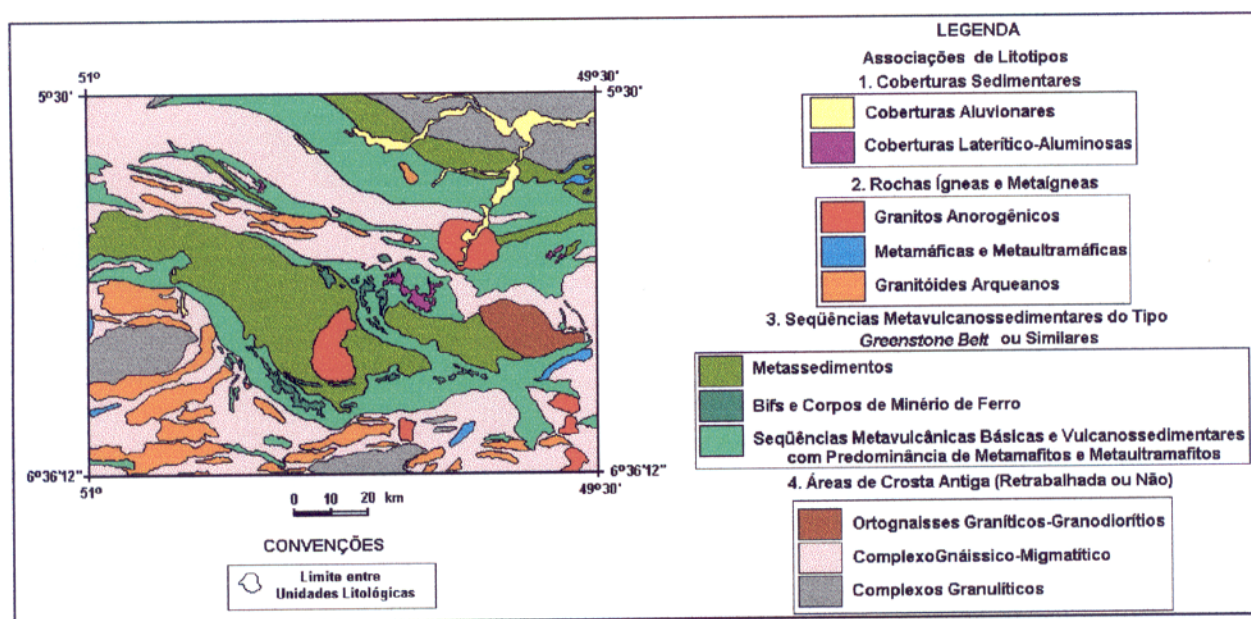


Figura 4.4 - Distribuição das litologias na área estudada na região da Serra dos Carajás (Modificado de Araújo *et al.*, 1994, e Araújo & Maia, 1991).

A área estudada abrange parte do Cinturão Itacaiúnas (CI) que, segundo Costa *et al.* (op. cit.), compreende faixas e lentes de gnaisses granulíticos dos complexos Pium e Bacajá; gnaisses migmatizados incluídos no Complexo Xingu e Gnaiss Estrela; seqüências metavulcano-sedimentares de origem transtensiva, enfeixadas nos grupos Misteriosa, Buritirama, Tapirapé, Salobo, Alto Bonito, Rio Novo, Grão Pará, Aquiri, São

Sebastião e São Félix; e os granitos estratóides gnaissificados da Suíte Plaquê; além de várias lentes e uma faixa de rochas metavulcânicas, intercaladas aos gnaisses do Complexo Xingu, pertencentes ao Grupo Sapucaia, e correlacionadas aos tipos petrográficos dos grupos Tucumã e Andorinhas.

O Cinturão Itacaiúnas é dividido em dois domínios : o Domínio Imbricado, que compreende sistemas imbricados de cavalgamentos com orientação geral E-W; e o Domínio Transcorrente, que inclui cinco sistemas denominados: Carajás, Cinzento, Castanheira, Josinópolis e Araraquara, sendo os principais o Carajás e o Cinzento, com direção WNW-ESE, e o Araraquara, de direção N-S. A área pesquisada ocupa parte dos sistemas Josinópolis, Castanheira, Cinzento e Carajás (Figura 4.5).

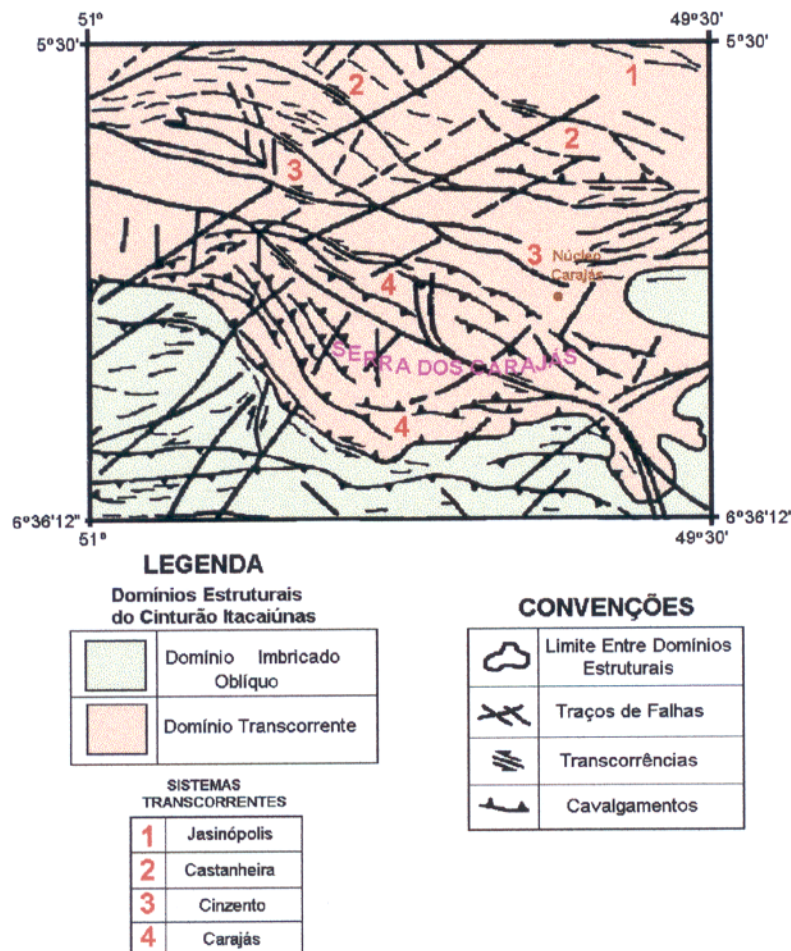


Figura 4.5 - Domínios e sistemas estruturais do Cinturão Itacaiúnas (Modificado de Costa et al., 1995).

Costa *et al.* (1996b) consideram como as principais estruturas neotectônicas, na região sudeste do Estado do Pará, os feixes de falhas transcorrentes E-W e normais N-S. As discontinuidades NE-SW na porção centro-setentrional da região são interpretadas como falhas inversas transpressivas decorrentes da movimentação dextral das transcorrências, e as NW-SE como falhas normais (Figura 4.6).

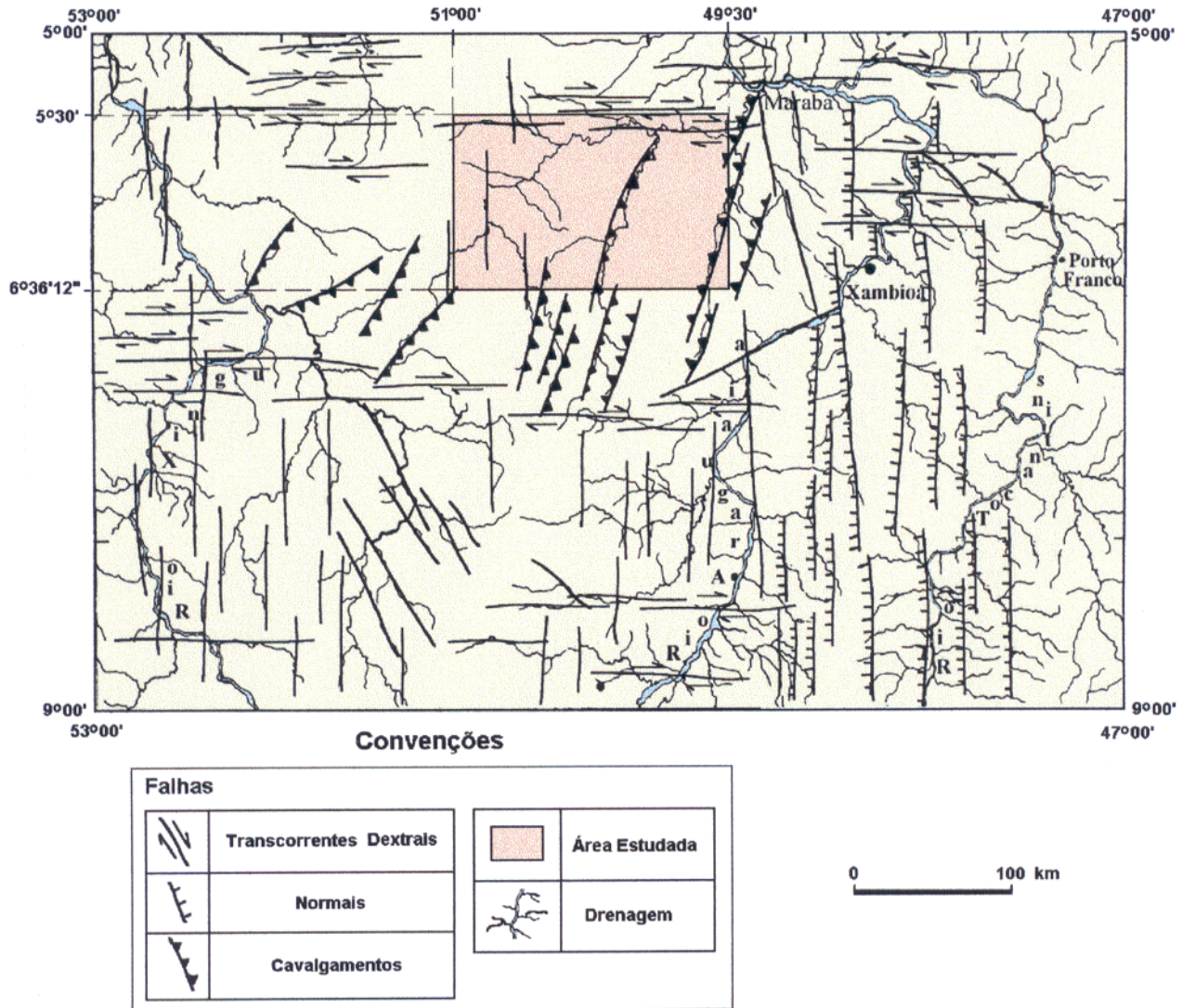


Figura 4.6 - Quadro neotectônico da região da Serra dos Carajás com a localização da área estudada (Modificado de Costa et al., 1996b).

4.2 - GEOMORFOLOGIA

4.2.1 - Características Gerais

a. CLIMA

Rosatelli *et al.* (1974) caracterizaram, a partir das curvas térmicas, a área como sendo uma Região Climática Quente, com clima térmico nas partes baixas e mesotérmico nas áreas elevadas, onde a temperatura é suavizada pela altitude.

De acordo com as curvas ombrotérmicas de Gaussen, o clima é do tipo Xeroquimênico (Tropical de Monção) com um período seco no inverno, quando os dias são relativamente curtos, e um período úmido bastante acentuado, com chuvas torrenciais e dias mais longos no verão.

A temperatura média nos meses mais frios é inferior a 20° C condicionando uma variação para o clima Termoxeroquimênico Atenuado.

b. VEGETAÇÃO

Veloso *et al.* (1974) identificaram na região três tipos predominantes de vegetação: a Floresta Aberta, a Floresta Densa e a Vegetação Esclerófila.

A Floresta Aberta, com encaves de floresta/cerrado, está associada a terrenos onde o substrato rochoso é composto de rochas gnáissicas e granitóides. Caracteriza-se pela escassez de árvores de grande porte, destacando-se entre elas as Castanheiras. Predominam os cocais e cipoais associados a babaçuais nas depressões mais rasas.

Esta vegetação grada ao sul para o cerrado numa área de mistura, onde a vegetação é densa e baixa.

A floresta densa está associada principalmente às seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Grão Pará. Caracteriza-se por árvores de grande porte e copas amplas intercaladas por espécies mais finas.

Nos contrafortes e nas regiões mais baixas que circundam as serras, caracteriza-se por árvores de porte médio, bastante uniformes, onde predominam as Quarubas. Nos vales encontram-se as Castanheiras.

A vegetação Esclerófila ocorre associada às formações ferríferas e mostra um aspecto arbustivo esparso, com uma vegetação rasteira constituída por ervas e ciperáceas.

c. SOLOS

De um modo genérico, segundo Rosatelli *et al.* (1974), pode-se distinguir três tipos pedológicos principais: os Latossolos, os Solos Podzólicos e os Solos Litólicos.

Os Latossolos desenvolvem-se predominantemente associados a rochas vulcanomáficas (basaltos) constituindo solos profundos, com fertilidade natural alta, friáveis, bastante porosos e permeáveis. Estão associados predominantemente ao relevo de serras, sob a vegetação de floresta densa.

Os Solos Podzólicos desenvolvem-se generalizadamente associados à depressão, sobre o substrato rochoso de composição gnáissica. São solos ácidos, de fertilidade baixa, textura argilosa, sob a floresta aberta e a mista de Babaçú.

Os Solos Litólicos estão associados principalmente aos relevos residuais, *inselbergs* de maior altitude e áreas aplainadas. Caracterizam-se por serem solos rasos, de fertilidade variável, sotopostos à vegetação arbórea.

d. SUPERFÍCIES DE EROÇÃO

No interflúvio Xingu-Araguaia foram observados dois níveis principais de erosão representando o topo e a base do relevo; entre eles ocorrem níveis intermediários marcando variações de amplitudes de relevo principalmente nos sistemas de serras e morros.

O topo do relevo é representado por uma superfície de aplainamento, com altitudes que variam entre 500 m, nível médio da região, à 800 m, na Serra dos Carajás, com caimento regional para NW. Apresenta um capeamento laterítico e concrecionário ferruginoso, mais ou menos contínuo nos topos das serras, e que foi o responsável pela preservação desta superfície.

Ocorrem ainda, associados a este nível de topo, pequenos lagos localizados em depressões rasas (a maior profundidade é de 18 m). A análise geocronológica (Carbono 14) dos níveis de matéria orgânica associados aos depósitos sedimentares desses lagos permitiu situar suas origens no Terciário Inferior (em torno de 51.200 anos) na época da pediplanação. Estes lagos hoje tendem ao exorreísmo, estando parcialmente interligados e constituindo as cabeceiras de pequenos rios (Soubies *et al.*, 1991).

Esta superfície corresponde ao pediplano pliocênico (Boaventura *et al.*, 1974) e à superfície Sul-Americana (King, 1956 e Braun, 1971) e a mesma está correlacionada altimetricamente aos relevos residuais e inselbergs mais elevados, resultantes da dissecação deste patamar, e resultaria de eventos erosivos pós-cretácicos iniciados no Cenozóico Inferior e encerrados no Plioceno, reelaborando, provavelmente, uma superfície pré-cretácica (superfície Post-Gondwana e remanescentes da superfície Gondwana).

Ab'Saber (1986), em seu trabalho sobre a Compartimentação Geomorfológica Regional da Área Oriental da Amazônia, considerou a canga ferruginosa que sustenta a superfície de topo (entre 630 m e 650 m) como testemunhos de aplainações paleogênicas no Brasil tropical, preservados e pouco deformados. Desta maneira, o Maciço dos Carajás corresponderia aos restos de uma paleocordilheira, arrasada, com rochas de idade pré-cambriana e cuja superfície de aplainamento teria a sua origem situada entre os fins do Mesozóico e início do Terciário.

O outro nível representa a base do relevo, com altitudes entre 200 e 300 m, com caimento regional para NE, fraca a moderadamente entalhado, associado ao sistema colinoso e de onde despontam relevos residuais e inselbergs. Corresponde ao pediplano pleistocênico (Boaventura *et al.*, 1974) e à superfície do Ciclo Velhas (King, 1956, e Braun, 1971). Este resultaria de um evento de denudação pós-pliocênico que teria retrabalhado o pediplano pliocênico gerando áreas de eversão, com a remoção dos Sedimentos Barreiras e a superimposição de drenagens formando *watergaps*.

A dissecação desses níveis, a partir do Holoceno (subciclo erosivo Paraguaçu de King, *op. cit.* e Braun, *op. cit.*) gerou os depósitos fluviais e aluviais ao longo dos rios mais antigos da área, constituindo o sistema de agradação.

4.2.2 - Compartimentação Regional do Relevo

Nesta pesquisa foi adotada a compartimentação proposta por Boaventura *et al.* (1974) que, utilizando o conceito de províncias morfoestruturais e morfoclimáticas, inseriu a região de Carajás em duas delas:

Planalto Dissecado do Sul do Pará - correspondendo aos maciços residuais de topo aplainado (pediplano pliocênico) e aos conjuntos de cristas e picos interpenetrados por faixas de terrenos rebaixados, intensamente dissecados por vales encaixados, com

ocorrência de *watergaps* (destacando os dos rios Itacaiúnas e Parauapebas) e de grupamentos de *inselbergs* correlacionados altimetricamente ao planalto;

Depressão Periférica do Sul do Pará - que seria um pediplano gerado por dissecação fluvial, em processos erosivos pós-pleiocênicos, e que teria originado colinas de topo aplainado e configurado uma zona de circundesnudação pós Barreiras, abrangendo parcialmente o domínio morfoclimático dos Planaltos Amazônicos Rebaixados e Dissecados e das Áreas Colinosas Revestidas por Floresta Densa.

Esta compartimentação pode ser visualizada na Figura 4.7.

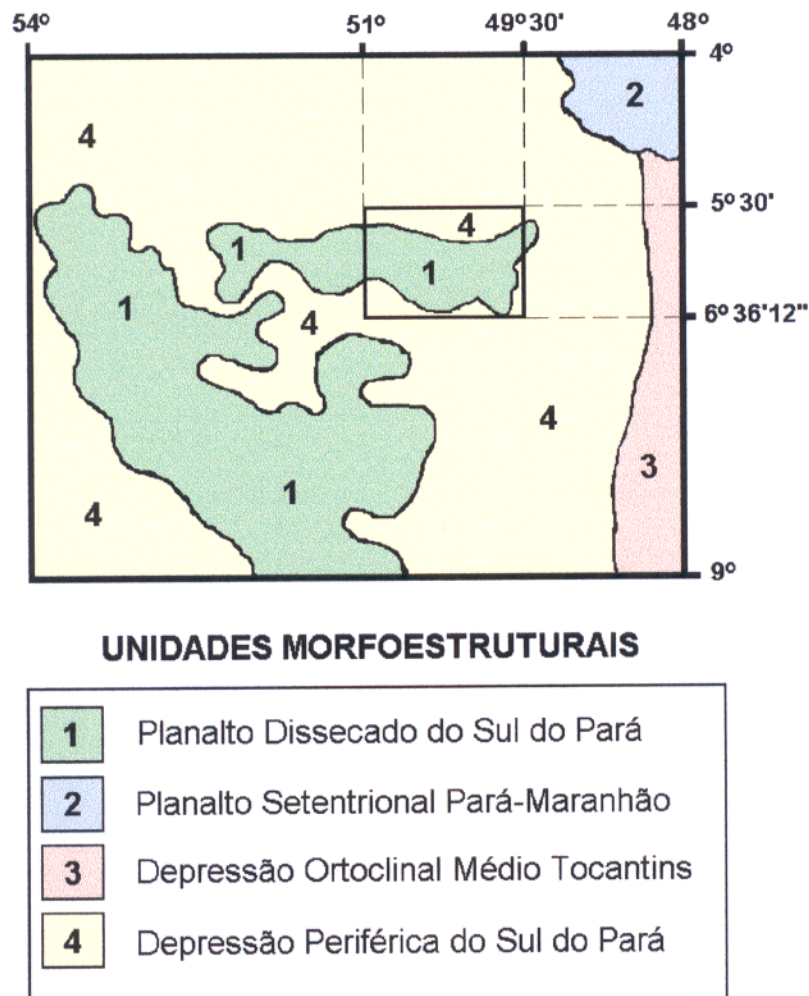


Figura 4.7 - Compartimentação regional do relevo na região da Serra dos Carajás (Modificado de Boaventura *et al.*, 1974).

4.3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

4.3.1 - Drenagem

a. CARACTERÍSTICAS GERAIS

A área estudada faz parte da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas, afluente da margem esquerda do rio Araguaia. Sua rede hidrográfica principal é constituída pelo próprio rio Itacaiúnas, seu afluente, Parauapebas, e seus principais tributários: Tapirapé, Cinzento, Azul, Aquiri e Catete; e rio Verde e Igarapé Gelado, respectivamente (a distribuição dos sistemas de drenagem pode ser visualizada no mapa de drenagem – Figura 4.8).

O rio Itacaiúnas surge na porção sul, com direção geral S-N e trechos controlados nas direções WNW-ESE, NW-SE, NE-SW e NNE-SSW, articulados por arcos e cotovelos que marcam inflexões nestas direções. Em seu curso são freqüentes os meandros isolados, ocorrendo também anastomosamentos locais.

Neste trecho seus afluentes têm orientação geral E-W, com variações para WNW-ESE e ENE-WSW. Seus tributários de 1ª e 2ª ordens estão associados aos relevos de morros, dissecando suas encostas. Os rios de 1ª ordem, curtos, em geral estão orientados para NE-SW ou NW-SE, enquanto que os de 2ª ordem, mais longos, orientam-se para E-W, N-S, NW-SE e NE-SW. Localmente, geram um padrão radial centrífugo subordinado.

Ao atingir a face sudoeste da Serra dos Carajás, o rio Itacaiúnas inflete-se para SE-NW, bordejando a serra até a confluência com o rio Catete (em seu trecho S-N), na porção noroeste da área. Seus afluentes da margem direita passam então a dissecar as encostas do relevo serrano com orientação geral para NE-SW, infletindo-se, no interior da serra, para NW-SE ou WNW-ESE. Os rios de 1ª e 2ª ordens orientam-se, via de regra, para NW-SE, WNW-ESE e NE-SW. Localmente, a leste do Granito Carajás, o controle na direção NW-SE se torna mais evidente, com os rios de 1ª ordem orientando-se apenas nesta direção. Localmente, ocorrem pequenos lagos associados à drenagem no topo das serras.

Os afluentes da margem esquerda têm orientação geral para SW-NE, com os rios mais longos infletindo-se para S-N em direção às suas cabeceiras. Os tributários de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE e NE-SW.

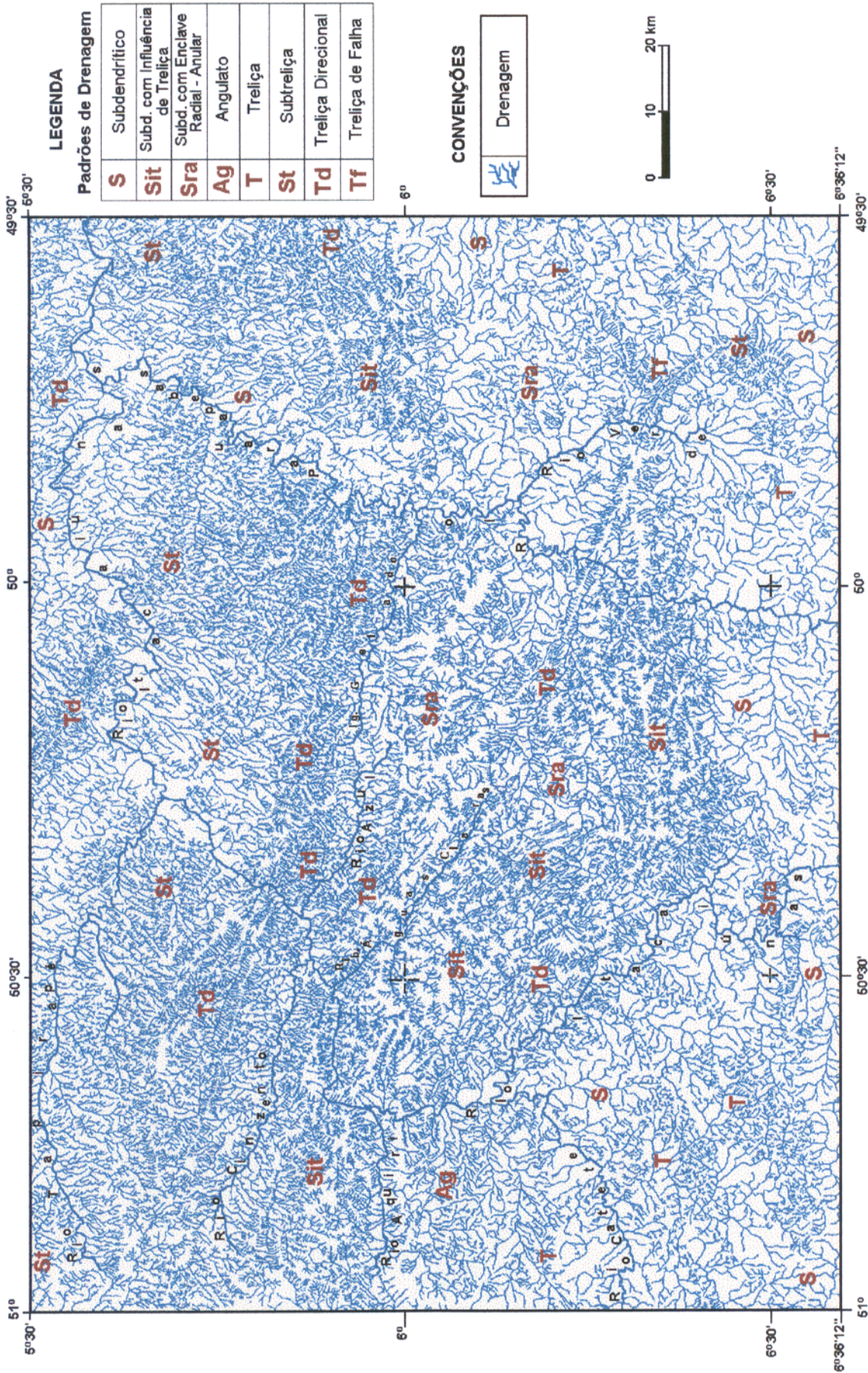


Figura 4.8 - Mapa de Drenagem da área estudada na Serra dos Carajás mostrando a distribuição dos padrões de drenagem.

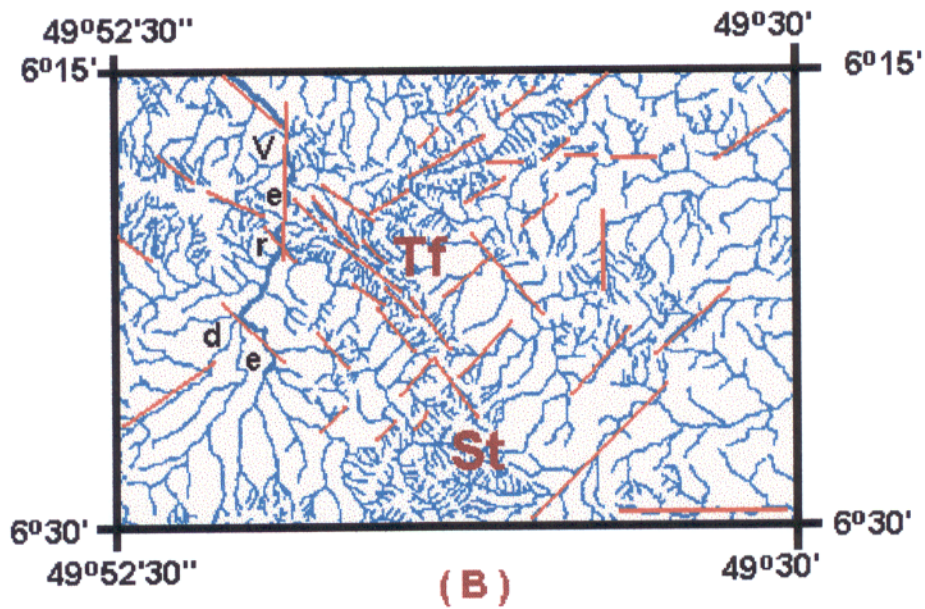
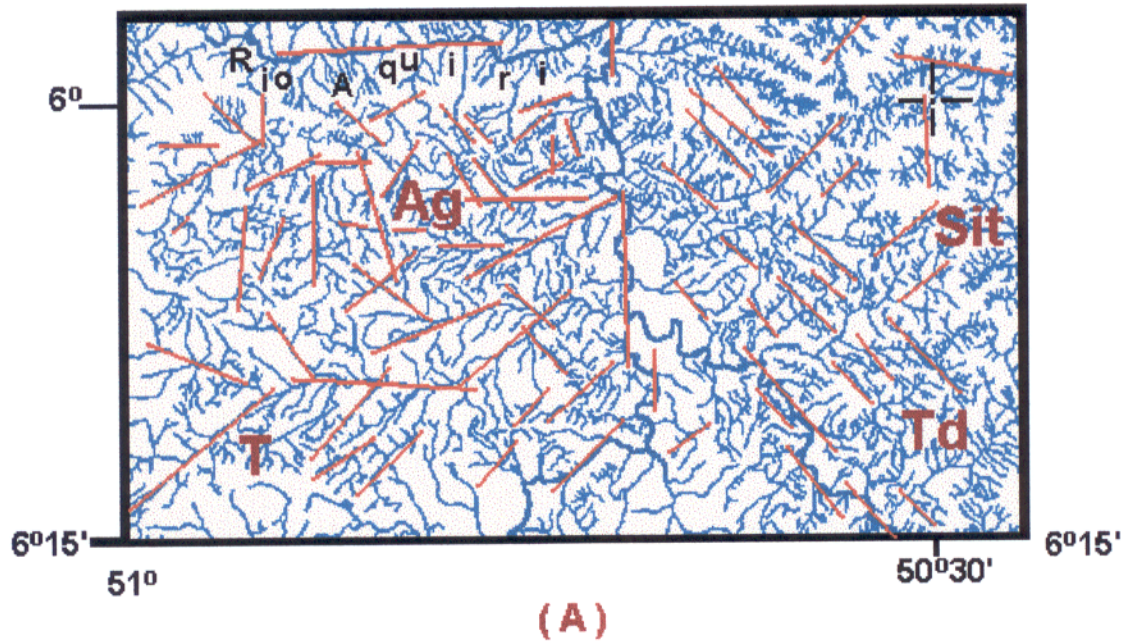


Figura 4.8 (A): Detalhes do mapa de drenagem mostrando os padrões Angulato, Trelça, Trelça Direcional e Subdendrítico com Influência de Trelça, 4.8 (B) Trelça de Falha e Subtrelça, com as direções preferenciais dos lineamentos de drenagem.

A partir da confluência com o rio Catete, o rio Itacaiúnas inflete-se para S-N, cortando a Serra dos Carajás neste sentido até pouco além da confluência com o rio Aquiri (E-W). Neste trecho seu curso é marcado por segmentos retilíneos orientados para N-S, NW-SE, E-W e NNW-SSE, articulados por arcos e cotovelos.

O rio Catete e seus tributários ocupam o extremo sudoeste da área estudada. Inicialmente, junto à sua confluência com o rio Itacaiúnas, sua direção é S-N, à montante, porém, inflete-se para SW-NE, assumindo esta como sua direção geral. Seu curso é marcado por segmentos orientados para NW-SE e NE-SW, articulados por arcos e cotovelos. Seus tributários de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE e NE-SW.

O trecho S-N do rio Itacaiúnas, entre as confluências com os rios Catete e Aquiri, é perturbado inicialmente por segmentos NNW-SSE e E-W, mas, à jusante, passa para um longo trecho S-N. Seus afluentes da margem direita orientam-se, via de regra, para NW-SE, com os rios de 1ª ordem, curtos, e os de 2ª ordem, mais longos, orientados para NW-SE e NE-SW.

Na margem esquerda a orientação geral dos afluentes é E-W, a exemplo do rio Aquiri, com seus tributários orientados para NE-SW, N-S e E-W. Os tributários de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE, NE-SW e E-W.

À jusante da confluência com o rio Aquiri, o rio Itacaiúnas inflete-se para E-W, cortando o sistema serrano neste sentido até a confluência com o riacho Águas Claras (NW-SE). Neste trecho, seus afluentes são, em geral, curtos, orientados para NNE-SSW ou NNW-SSE, e os rios de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE e NE-SW.

A partir da confluência com o ribeirão Águas Claras, seu afluente da margem direita, o rio Itacaiúnas assume a direção geral SW-NE cortando a Serra do Cinzento e a Serra da Redenção, com longos trechos retilíneos NE-SW, ENE-WSW, E-W e N-S. Estas Serras são separadas do corpo principal da Serra dos Carajás pelo rio Cinzento (WNW-ESE), cujos tributários dissecam ambos os corpos serranos, com orientação geral NNE-SSW, NNW-SSE, NW-SE e NE-SW. Nos rios que dissecam a Serra do Cinzento e a Serra da Redenção as assimetrias de drenagem são constantes.

Na região serrana os afluentes do Itacaiúnas, de ambas as margens, têm orientação geral NW-SE e WNW-ESE, com os rios de 1ª, 2ª e 3ª ordens orientados para NW-SE (rios mais longos) e NE-SW (rios mais curtos).

Na região mais rebaixada, associada ao relevo colinoso, os afluentes da margem direita se tornam mais curtos, com os rios de 1ª ordem, curtos, orientados para NW-SE, e os de 2ª e 3ª ordens, mais longos, para NE-SW e NW-SE.

Na margem esquerda os afluentes são longos, com orientação geral para NW-SE, a exemplo do rio Tapirapé, ou E-W, com inflexões para NE-SW e E-W. Estas inflexões são marcadas por arcos e cotovelos, e meandros isolados também são comuns à jusante. Os rios de 1ª ordem, curtos, orientam-se para NW-SE, e os de 2ª ordem, mais longos, para NE-SW, N-S, e NNE-SSW.

O ribeirão Águas Claras (NW-SE), afluente da margem direita, disseca internamente a parte norte da Serra dos Carajás. Seus tributários tendem a ser longos e marcados por segmentos retilíneos. Os de 2ª e 3ª ordens orientam-se para NE-SW e NNE-SSW, enquanto que os de 4ª ordem, à montante, tendem a se orientar para NNW-SSE e NW-SE. São freqüentes as inflexões bruscas de direção marcadas por arcos e cotovelos. Os rios de 1ª ordem são curtos e dissecam as vertentes dos vales dos rios de 2ª, 3ª e 4ª ordens.

O rio Azul marca, na margem direita do Itacaiúnas, a separação da Serra dos Carajás dos prolongamentos, a norte, da Serra da Redenção. Seus tributários da margem esquerda dissecam este trecho da face norte da Serra dos Carajás com orientação geral NE-SW. Os rios de 2ª ordem são mais longos, via de regra orientados para NW-SE enquanto que os de 1ª ordem, que dissecam as vertentes dos vales dos demais, são curtos e orientados para NE-SW e NW-SE.

O rio Tapirapé abrange o extremo noroeste da área estudada. Tem orientação inicial, à jusante, para NW-SE, infletindo-se, à montante, para E-W e, mais adiante, para NE-SW. Em seu trecho NE-SW a orientação de seus tributários difere do padrão geral, com os da margem esquerda orientados para NW-SE e os da margem direita para N-S. Os tributários de 1ª e 2ª ordens orientam-se para NE-SW, NW-SE e N-S.

A partir da confluência com o rio Tapirapé (NW-SE), o Itacaiúnas apresenta segmentos retilíneos orientados para NE-SW, NNE-SSW, NW-SE e E-W, passando a ter orientação geral E-W até o limite oriental da área estudada, em sua porção

nordeste. Estes segmentos são articulados por arcos e cotovelos, formando amplos meandros e que, por vezes, caracterizam curvas anômalas muito acentuadas.

Seus afluentes da margem esquerda têm orientação geral NW-SE com os rios de 1ª e 2ª ordens orientados para NW-SE (rios mais longos) e NE-SW (rios mais curtos). Este padrão se acentua associado ao relevo de morros, onde a densidade de drenagem é maior.

Na margem direita a orientação geral dos afluentes é NE-SW, com os rios mais longos nesta direção e seus tributários, mais curtos, para NW-SE.

O rio Parauapebas, seu principal afluente da margem direita, surge na porção sul da área, a leste do rio Itacaiúnas, e atravessa a região estudada com direção geral NNE-SSW até o limite NE da área, onde se junta ao próprio Itacaiúnas.

Seu curso é marcado por segmentos retilíneos N-S, NE-SW, NNE-SSW, NW-SE e E-W, articulados por arcos e cotovelos, formando amplos meandros e que, por vezes, caracterizam curvas anômalas que marcam bruscas inflexões em seu curso. Corta a Serra dos Carajás separando, a leste, os segmentos da Serra do Rabo e da Serra do Sereno do corpo principal da serra.

Seus afluentes da margem direita têm direção geral SE-NW ou ESE-WNW com inflexões, à montante, para SW-NE. Seus tributários se orientam em geral para NE-SW, NNE-SSW, N-S e, menos freqüentemente, para E-W.

O rio Verde, afluente mais longo da margem direita, à montante, tem orientação geral SSW-NNE, cortando a Serra do Rabo neste sentido. Depois inflete-se para SE-NW e junta-se ao Parauapebas.

Na parte da Serra do Rabo dissecada pelos tributários da margem direita do rio Verde, os rios de 2ª ordem acompanham a direção das serras em um paralelismo para NW-SE e WNW-ESE, enquanto que os tributários de 1ª ordem dissecam suas encostas, orientados para NE-SW e NNE-SSW. Em alguns pontos não ocorre o contorno das serras pelos rios de 2ª ordem, e o formato das serras fica marcado apenas pela variação de densidade de drenagem causada pela concentração dos rios de 1ª ordem que dissecam suas encostas, a exemplo dos afluentes da margem esquerda do rio verde, e da margem direita do rio Parauapebas, que dissecam o outro segmento da Serra do Rabo.

A norte e nordeste da Serra do Rabo seus tributários de 2ª ordem, mais longos, são marcados por segmentos retilíneos orientados para NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE, E-W e NW-SE, enquanto que os de 1ª ordem, curtos, orientam-se, via de regra, para NE-SW e NW-SE.

Na porção nordeste da área, associada à Serra do Sereno e seus contrafortes, o controle na direção NE-SW induz, nos rios de 1ª e 2ª ordens tributários do rio Parauapebas e do rio Sereno (NE-SW), que estes, quando orientados nesta direção, sejam mais longos que os orientados para NW-SE, curtos.

Os afluentes da margem esquerda do rio Parauapebas têm direção geral NW-SE ou E-W, infletindo-se, muitas vezes, à montante, para NE-SW.

Na área rebaixada do relevo, associada ao relevo colinoso da porção sul da área, seus tributários freqüentemente estão orientados para NE-SW e NW-SE. Quando associados ao relevo de morros ou morrotes alongados, os rios de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE e NE-SW. Quando dissecam morros isolados ou inselbergs os rios de 1ª e 2ª ordens imprimem um padrão radial subordinado.

No trecho do rio Parauapebas que corta a parte sudeste da Serra dos Carajás seus afluentes tendem a marcar o relevo serrano acompanhando seu contorno. A dissecação interna da serra é feita por seus tributários. Os rios de 2ª e 3ª ordens tendem a ser longos, marcados por segmentos retilíneos orientados para NNW-SSE, WNW-ESE, NW-SE, NE-SW e NNE-SSW. Ocasionalmente, uma orientação prevalece sobre as outras produzindo alinhamentos, como o que ocorre a sul do Granito Carajás para NNW-SSE. Os rios de 1ª ordem são curtos e dissecam as vertentes dos vales dos rios de 2ª e 3ª ordens.

Sobre o Granito Carajás, os rios mais longos caracterizam-se por amplos arqueamentos em um arranjo circular subordinado. Os rios de 1ª ordem, em geral, orientam-se para NNW-SSE, NW-SE e NNE-SSW.

A face nordeste da Serra do Rabo está bem marcada pelo contorno dos afluentes da margem esquerda do Parauapebas ou pela alta densidade dos rios de 1ª ordem em suas encostas.

Na parte norte da Serra dos Carajás, dissecada pelos afluentes da margem esquerda do rio Parauapebas (NW-SE) e pelos tributários da margem direita do igarapé Gelado (NE-SW), os rios tendem a ser mais sinuosos, por vezes apresentando bruscas

inflexões de direção de NW-SE para NE-SW ou o inverso. São freqüentes os lagos associados à drenagem. Segmentos retilíneos ocorrem orientados para NNW-SSE, NW-SE, E-W e NE-SW.

Os prolongamentos da Serra da Redenção a norte da Serra dos Carajás, dissecados pelos afluentes da margem esquerda do Rio Parauapebas e pelos afluentes da margem direita do rio Itacaiúnas, estão bem marcados pelo alinhamento WNW-ESE dos rios de 2ª ordem, mais longos, que demarcam o limite destas serras. Os rios de 1ª ordem, em geral curtos, dissecam as vertentes destes rios, e têm direção geral NE-SW.

A norte, na área rebaixada associada ao relevo colinoso, os afluentes da margem esquerda do rio Parauapebas tendem a se orientar para NE-SW, à montante, e para NW-SE ou E-W, à jusante. A disposição dos tributários de ordem mais baixa se inverte, repetindo o padrão dos afluentes da margem direita do Itacaiúnas em seu trecho E-W ao longo do relevo colinoso, com os rios de 1ª e 2ª ordens orientados para NE-SW (rios mais longos) e NW-SE (rios mais curtos).

b. PADRÕES DE DRENAGEM

Foram identificados três padrões principais de drenagem: o Subdendrítico, o Treliça e o Angulato. Além destes, ocorrem ainda as variações do Treliça: Subtreliça, Treliça Direcional e Treliça de Falha; bem como as variações anômalas do padrão Subdendrítico: Subdendrítico com Influência de Treliça e Subdendrítico com Enclave Radial-Anular (vide mapa de drenagem - Figura 4.8).

O arranjo base da rede de drenagem, que rege o comportamento dos rios principais, obedece ao padrão subdendrítico, que se caracteriza por uma angularidade média, tendendo a baixa nos tributários de ordem mais baixa, sinuosidade mista, assimetria fraca, tropia multidirecional desordenada com direções preferenciais para NE-SW, NW-SE, N-S, E-W e, subordinadamente, NNE-SSW e NNW-SSE.

O controle nas direções E-W e N-S fica mais acentuado na porção sul da área, na região deprimida a sul da Serra dos Carajás, onde ocorrem longos trechos retilíneos orientados nestas direções ao longo dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, bem como de seus tributários. A norte da Serra dos Carajás o controle principal dos rios é nas direções NE-SW e NW-SE, onde o próprio rio Itacaiúnas, apesar de ter orientação geral E-W, apresenta seu curso articulado por segmentos retilíneos nestas direções.

No relevo serrano está associado às serras de topo achatado que compõem o corpo principal da Serra dos Carajás e a Serra do Sereno, onde a tendência ao paralelismo dos rios caracteriza uma influência do padrão Treliça. A angularidade, então, tende a ser alta, e a sinuosidade, retilínea.

A orientação dos rios principais que dissecam este relevo varia de WNW-ESE e NW-SE para NNW-SSE, N-S, NE-SW, NNE-SSW e E-W, localmente destacando-se o paralelismo em uma destas direções (a oeste e noroeste do granito Carajás para NW-SE e WNW-ESE, na parte sul da serra para NNW-SSE e N-S, e a leste e nordeste para NE-SW, WNW-ESE e E-W), com os rios de 1ª e 2ª ordens orientados principalmente para NW-SE e NE-SW. A oeste do granito Carajás os tributários de 1ª ordem são mais longos e via de regra estão orientados para NW-SE).

Quando associado a corpos ígneos, como o Granito Carajás (e assemelhados), e Ortognaisses Granito-Dioríticos, ocorre, de maneira subordinada, o padrão Radial-Anular, com o arqueamento dos rios principais e o arranjo mais ou menos radial de seus tributários, que podem, ou não apresentar controle nas direções N-S, NE-SW e NW-SE. É caracterizado por uma drenagem de densidade média a alta, sinuosidade mista, angularidade de média a baixa, tropia multidirecional ordenada e assimetria fraca.

A densidade da drenagem varia de média, quando o padrão está associado às áreas mais deprimidas, à alta, quando associado ao relevo serrano.

A reorganização do traçado da drenagem por influência tectônica está bem marcada pela presença de elementos anômalos associados à drenagem. Os rios e seus tributários apresentam-se fortemente controlados com extensos trechos retilíneos e bruscas inflexões que refletem a captura de rios e que são marcadas pela presença de arcos e cotovelos.

Ocorrem ainda meandros isolados ao longo da drenagem, mais visivelmente ao longo dos baixos cursos dos rios principais, Itacaiúnas e Parauapebas. Esses meandros têm seus segmentos controlados por lineamentos, principalmente nas direções NW-SE e NE-SW, e, mais subordinadamente, N-S e E-W.

O padrão Treliça ocorre preferencialmente associado aos relevos residuais de morros e morrotes vinculados principalmente a granitóides arqueanos e complexos granulíticos a sul e sudoeste da Serra dos Carajás. Caracteriza-se por sua densidade

de drenagem média a alta, sinuosidade mista a retilínea, angularidade média a alta, tropia predominantemente bidirecional e fraca assimetria.

Os rios principais caracterizam-se pela sua retilinearidade e paralelismo controlados por lineamentos, com seus afluentes geralmente formando ângulos altos e também com trechos retilíneos controlados por lineamentos. Os rios de 1ª ordem, curtos, têm uma tendência geral a se paralelizar aos rios de maior ordem. A orientação geral dos rios é para NE-SW e NW-SE, com a ocorrência de trechos controlados por lineamentos E-W ou N-S interferindo no padrão.

O padrão Subtreliça ocorre principalmente associado ao relevo colinoso à norte da Serra dos Carajás, e, de maneira mais restrita, associado às serras que compõem a terminação da Serra do Rabo. Caracteriza-se por sua densidade de drenagem alta a média/alta, sinuosidade mista, angularidade média a alta, tropia predominantemente bidirecional e fraca assimetria.

Como no padrão Treliça, os rios principais caracterizam-se pela sua retilinearidade e paralelismo. São controlados por lineamentos NE-SW e NW-SE, com a ocorrência subordinada de trechos orientados E-W ou N-S. Seus afluentes geralmente formam ângulos altos e também apresentam trechos retilíneos controlados nas mesmas direções. Os rios de 1ª ordem, curtos, têm uma tendência geral a se paralelizar aos rios de maior ordem. Porém, o controle estrutural dos tributários de 1ª ordem na direção dos rios principais é menor que no padrão Treliça, com estes também paralelizando-se aos lineamentos N-S e E-W, bem como aos WNW-ESE, NNE-SSW e NNW-SSE que interferem no padrão em menor grau.

O padrão Treliça Direcional ocorre associado às serras do Cinzento e Redenção e seus prolongamentos, bem como às faces NE e SW da Serra dos Carajás e às serras do Sereno e do Paredão, bem como associado ao relevo de morrotes à norte do rio Itacaiúnas. Caracteriza-se por sua densidade de drenagem média a alta, sinuosidade mista, angularidade média e tropia predominantemente bidirecional. A assimetria é predominantemente fraca, porém, localmente, associada às serras do Cinzento e Redenção, é forte, com a presença de anomalias como capturas de rios nas direções NW-SE e WNW-ESE.

Os rios de maior porte apresentam forte retilinearidade e paralelismo, via de regra orientados para WNW-ESE e NW-SE, porém, sem o comprometimento,

característico dos padrões anteriores, dos rios de primeira ordem com a direção dos rios principais. Os rios de 1ª e 2ª ordens se orientam preferencialmente para NE-SW, NNE-SSW, N-S, e, mais restritamente, para NW-SE e NNW-SSE.

O Padrão Treliza de Falha ocorre restritamente associado à Serra do Rabo. Caracteriza-se por sua densidade de drenagem média a alta, sinuosidade mista, angularidade média, tropia bidirecional, e assimetria fraca. Os rios de maior porte apresentam forte retilinearidade e paralelismo, orientados para WNW-ESE e NW-SE ou para NE-SW. Os rios de 1ª e 2ª ordens se orientam preferencialmente para NE-SW, NNE-SSW ou NW-SE e NNW-SSE formando altos ângulos entre si. Menos freqüentemente, os rios de 1ª ordem orientam-se para N-S.

O padrão Angulato ocorre associado aos relevos de morros e morrotes que constituem os contrafortes da face sudoeste da Serra dos Carajás. Apresenta densidade de drenagem média a alta, angularidade média, sinuosidade mista, assimetria fraca e tropia multidirecional desordenada. São constantes os elementos anômalos de drenagem como cotovelos e arcos marcando inflexões de curso a ângulos agudos ou obtusos, menos freqüentemente a ângulos retos, e segmentos retilíneos. O controle estrutural é feito por lineamentos nas direções NNW-SSE, NW-SE, NE-SW, NNE-SSW, N-S, e E-W e é freqüente o paralelismo dos rios de maior porte nestas direções, porém, não de uma maneira predominante.

4.3.2 - RELEVO

a. CARACTERÍSTICAS GERAIS

O relevo da área estudada é constituído por planaltos erosivos tectonicamente soerguidos e intensamente dissecados, entalhados em um substrato rochoso de idade pré-cambriana.

São serras tabulares cujos topos variam entre 500 m, a noroeste (Serra do Cinzento, da Redenção, do Sereno, da Estrela, e parte noroeste da Serra dos Carajás), e 800 m, a sudeste (parte sudeste da Serra dos Carajás e Serra do Rabo). A dissecação, controlada principalmente pelas características litoestruturais do substrato, promoveu a interrupção de sua continuidade lateral e a individualização de relevos residuais que compõem, juntamente com o relevo serrano, os relevos de degradação.

Os relevos de degradação são constituídos pelos sistemas de relevo de SERRAS, de MORROS, de MORROTES e de COLINAS, e estão associados às PLANÍCIES FLUVIAIS que representam os sistemas de relevo de agradação. A base regional do relevo é dada pelo topo dos relevos de morrotes e colinoso, que varia entre 200 m e 300 m a sul e sudoeste, e entre 100 m e 200 m na porção nordeste da área.

Estes sistemas estão agrupados em dois compartimentos geomorfológicos regionais: o **Planalto Dissecado do Sul do Pará**, que reúne os sistemas de relevo de SERRAS e MORROS, associados a granitos, rochas vulcânicas básicas, seqüências vulcano-sedimentares e metassedimentos do tipo *Greenstone Belt*, e a **Depressão Periférica do Sul do Pará**, que compreende os relevos de Agradação associados à sedimentação recente ao longo dos rios principais, de mais alta ordem, e os sistemas de relevo COLINOSO e de MORROTES associados a complexos gnáissicos e granulíticos e granitóides arqueanos.

A erosão diferencial, atuando nas diferentes litologias e concentrando-se nas zonas de fraqueza, derivadas do arranjo estrutural impresso neste substrato rochoso, promoveu a geração dos diferentes modelatos que caracterizam as variações morfológicas e morfométricas dos diferentes sistemas. A distribuição espacial dos sistemas de relevo de degradação é uma consequência direta deste arranjo, com um controle geral destas unidades para WNW-ESE e NW-SE, obedecendo a orientação geral dos sistemas estruturais pré-cambrianos impressos nestas rochas.

Os relevos de Agradação seguem uma orientação geral E-W, N-S e NE-SW, acompanhando a disposição dos rios principais e refletindo a estruturação mais nova que se superimpõe, discordantemente, sobre a estruturação mais antiga.

b. CLASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA DO RELEVO

A análise do relevo da área estudada, a partir dos critérios morfológicos e morfométricos e com base no conceito de sistemas de relevo, permitiu a individualização e caracterização dos seguintes sistemas de relevo e suas variações morfológicas representados no mapa geomorfológico (Figura 4.9):

SISTEMAS DE RELEVO

SUPERFÍCIES APLAINADAS POR AGRADAÇÃO

P - PLANÍCIES FLUVIAIS - Terrenos baixos, mais ou menos aplainados, junto às margens dos rios onde há sedimentação fluvial e/ou aluvial.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO MATURAMENTE DISSECADOS

C - RELEVO COLINOSO (PREDOMINAM BAIXAS DECLIVIDADES E AMPLITUDES INFERIORES A 50 M)

Cg - COLINAS AMPLAS - colinas de topo achatado com interflúvios superiores a 1.5 km², com pequenas amplitudes locais, baixas declividades, vales fechados/abertos e perfis de vertentes convexas a côncavo-convexas. drenagem com densidade média a baixa, com padrão subdendrítico controlado por lineamentos com direções preferenciais para E-W, NW-SE e NE-SW.

Cm - COLINAS MÉDIAS - predominam interflúvios entre 1 e 1.5 Km², com topos aplainados a arredondados, vertentes com perfis côncavo-convexos. Drenagem com densidade baixa, padrão subtreliça, vales fechados/abertos.

Cmo - COLINAS MÉDIAS COM MORROTES ISOLADOS - predominam interflúvios entre 1 e 1.5 Km², alongados, orientados para NE-SW ou NW-SE, com topos aplainados a arredondados, apresentando, localmente, morrotes isolados, vertentes com perfis côncavo-convexas. Drenagem com densidade baixa, padrão subtreliça, vales fechados/abertos.

Cp - COLINAS PEQUENAS - predominam interflúvios inferiores a 1 Km², alongados, orientados para NE-SW ou NW-SE, com topos aplainados a arredondados, vertentes com perfis côncavo-convexos. Drenagem com densidade baixa, padrão subtreliça, vales fechados/abertos.

Cpo - COLINAS PEQUENAS COM MORROTES ISOLADOS - colinas pequenas, com interflúvios inferiores a 1 km², apresentando morrotes isolados subordinados, vertentes de perfil convexo-côncavo, drenagem de densidade média, vales abertos/fechados.

E - RELEVO DE MORROS COM ENCOSTAS SUAVIZADAS (PREDOMINAM BAIXAS DECLIVIDADES E AMPLITUDES LOCAIS ENTRE 100 E 200 M)

Ens - MORROS LONGADOS COM SERRAS RESTRITAS - morros alongados, com serras restritas de topo agudo, com encostas ravinadas, vertentes côncavo-convexas, drenagem com padrão treliça direcional, densidade alta, vales abertos e fechados.

Enq - MORROS LONGADOS COM ENCOSTAS RAVINADAS - morros alongados, de topo agudo ou arredondado, com encostas ravinadas, vertentes côncavo-convexas, drenagem com padrão treliça, densidade alta, vales abertos e fechados.

Enca - MORROS LONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS - morros alongados de topos arredondados, perfis de vertente côncavos, drenagem com densidade média a alta, padrão treliça, vales fechados.

Egd - MORROS AMPLOS DE TOPO ACHATADO - morros de topo achatado, encostas ravinadas, vertentes convexo-retilíneo-côncavas, densidade de drenagem média a alta, padrão subtreliça, vales fechados e abertos.

Ebl - MORROS BAIXOS LONGADOS E ALINHADOS - morros alongados, de topo arredondado a agudo, com amplitudes entre 100 e 150m, perfis de vertente convexo-retilíneo-côncavos, densidade de drenagem média a alta, padrão subtreliça, vales abertos e fechados.

R - RELEVO DE MORROTOS (PREDOMINAM AS DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS E AMPLITUDES LOCAIS INFERIORES A 100 M)

RI - MORROTOS LONGADOS E ALINHADOS - morrotos alongados de topo arredondado a achatado, com amplitudes superiores a 50 m, alinhados segundo NE-SW e NW-SE, vertentes convexo-côncavas, densidade de drenagem média, padrão subtreliça, vales abertos e fechados.

Rbl - MORROTOS BAIXOS LONGADOS E ALINHADOS - morrotos alongados, de topo arredondado, apresentando amplitudes locais inferiores a 50 m, dispostos paralelamente entre si segundo NE-SW e NW-SE. As vertentes têm perfis convexo-côncavos. A drenagem tem densidade média, com padrão treliça.

Ri - MORROTOS ISOLADOS - morrotos arredondados ou alongados, de topo agudo ou arredondado, perfis de vertente convexas a retilíneos, drenagem de densidade média, padrão subdendrítico com enclave radial-anular.

Ra - MORROTES ARREDONDADOS - morrotes arredondados, de topo agudo, achatado ou arredondado, perfis de vertente convexo-côncavos, drenagem de densidade média, padrão subdendrítico com enclave radial-anular, vales fechados.

M - RELEVO DE MORROS (PREDOMINAM AS DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS E AMPLITUDES LOCAIS DE 100 A 200 M)

Mns - MORROS LONGADOS COM SERRAS RESTRITAS - morros alongados, de topo arredondado a agudos, apresentando serras restritas, perfis de vertente convexo-côncavos, densidade de drenagem média a alta, padrão treliça direcional, vales fechados.

Ma - MORROS DE TOPO ARREDONDADO - morros de topo arredondado, perfis de vertente convexos, drenagem de densidade média, padrão treliça, vales abertos.

Mnsd - MORROS LONGADOS COM SERRAS RESTRITAS DE TOPO ACHATADO - morros alongados, com serras restritas de topo achatado, encostas ravinadas, perfis de vertente convexo-côncavos a retilíneos, drenagem de densidade média, padrão treliça direcional a subdendrítico, vales fechados.

Mcl - CRISTAS LONGADAS E ALINHADAS - morros alongados, de topo agudo, apresentando cristas também alongadas, perfis de vertente convexo-côncavos, densidade de drenagem média a alta, padrão treliça direcional a treliça de falha, vales fechados.

MI - MORROS LONGADOS E ALINHADOS - morros alongados, alinhados para NE-SW e NW-SE, de topo arredondado a agudos, perfis de vertente convexo-côncavos, densidade de drenagem média a alta, padrão treliça a treliça direcional, vales fechados.

Mci - CRISTAS ISOLADAS- morros alongados de topo agudo, apresentando cristas também alongadas, perfis de vertente convexo-côncavos, densidade de drenagem média a alta, vales fechados.

Md - MORROS DE TOPO ACHATADO - morros de topo achatado, encostas ravinadas, perfis de vertente convexo-côncavos a retilíneos, drenagem de densidade média, padrão treliça direcional a subdendrítico, vales fechados.

S - RELEVO DE SERRAS (PREDOMINAM AS DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS E AMPLITUDES LOCAIS ACIMA DE 400 M)

Sed - SERRAS EXTENSAS DE TOPO ACHATADO - Serras de topo extenso, achatado, por vezes alongadas, alinhadas segundo NE-SW ou NW-SE, com encostas ravinadas, perfis de vertente convexo-côncavos a retilíneos, drenagem de densidade média a alta, padrão subdendrítico com influência de treliça, vales fechados.

Snd - SERRAS ALONGADAS DE TOPO ACHATADO - serras restritas e alongadas, de topo achatado e encostas ravinadas, com perfis de vertente retilíneos a convexo-côncavos, densidade de drenagem alta, padrão subdendrítico com influência de treliça a treliça direcional, vales fechados.

Snc - SERRAS ALONGADAS DE TOPO ARREDONDADO - serras alongadas de topo arredondado, com encostas ravinadas, perfis de vertente convexos a retilíneos, densidade de drenagem alta, padrão de treliça de falha.

Sci - CRISTAS ALONGADAS E ALINHADAS - serras restritas e alongadas, de topo agudo, com perfis de vertente retilíneos a convexo-côncavos, densidade de drenagem alta, padrão treliça direcional a subtreliça, vales fechados.

Si - SERRAS ALONGADAS E ALINHADAS - serras restritas e alongadas, de topo agudo a arredondado, e encostas ravinadas, alinhadas para NE-SW e NW-SE, com perfis de vertente retilíneos a convexo-côncavos, densidade de drenagem alta, padrão padrão treliça direcional a subtreliça, vales fechados.

T - RELEVOS DE TRANSIÇÃO

Tv - ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS - apresentam amplitudes em torno de 200 m, declividades médias, e correspondem a encostas dissecadas por interflúvios lineares, sub-paralelos, de topos agudos a arredondados, com vales de perfis de vertente convexos-retilíneos-côncavos a retilíneos, drenagem de densidade média a alta, vales fechados.

Tf - ESCARPAS FESTONADAS - apresenta amplitudes em torno de 200 m, declividades médias a altas, e corresponde a encostas dissecadas em espigões de topo arredondado a agudo, separados por vales abertos com encostas escarpadas, por vezes ravinadas, com perfis convexo-retilíneo-côncavos a retilíneos.

c. DISTRIBUIÇÃO DOS SISTEMAS DE RELEVO

O relevo de Agradação está representado pelas planícies fluviais e aluviais que estão associadas aos cursos dos rios principais.

As planícies fluviais mais expressivas da área são aquelas desenvolvidas ao longo dos baixos cursos dos rios Itacaiúnas , Tapirapé e Parauapebas, concentrados nas porções norte e nordeste da área. São planícies bem desenvolvidas, freqüentemente apresentando as marcas de crescimento dos depósitos aluviais caracterizando o caráter divagante dos amplos meandros que compõem o traçado destes rios. Neste trecho os rios apresentam anastomosamentos locais e curvas anômalas controladas parcialmente por lineamentos NW-SE, NE-SW, N-S e E-W.

No geral, estas planícies fluviais são bem desenvolvidas até que os cursos destes rios atinjam o relevo serrano, a sul, onde passam a ser restritas, ou mesmo desaparecem.

O topo do relevo é sustentado pelas SERRAS EXTENSAS DE TOPO ACHATADO que constituem o corpo principal da Serra dos Carajás e da Serra do Sereno. Via de regra apresentam encostas ravinadas ou escarpadas e estão alinhadas para WNW-ESE e NW-SE. Estão associadas às sequências vulcano-sedimentares do Grupo Grão Pará .

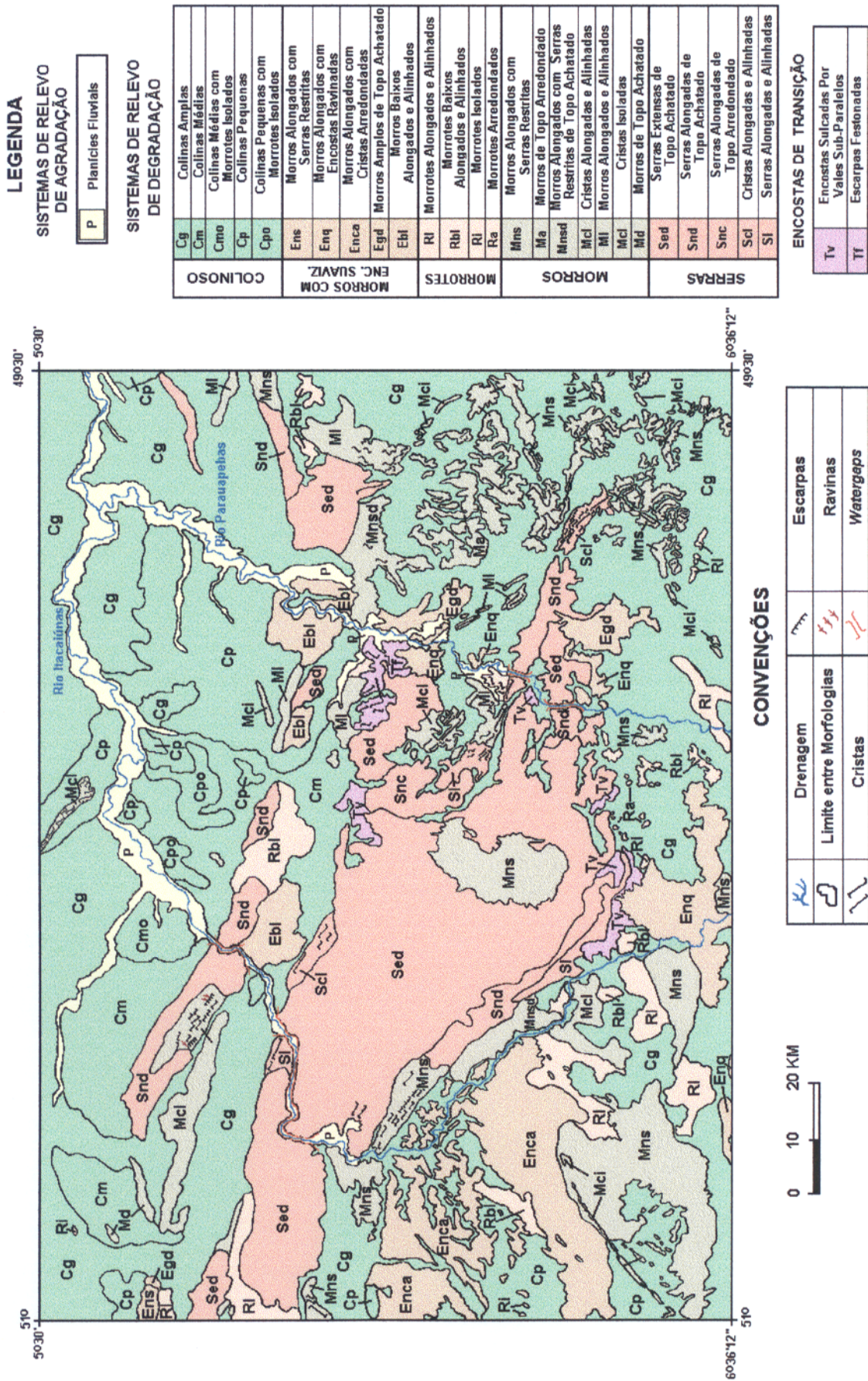


Figura 4.9 - Mapa Geomorfológico da área estudada na Serra dos Carajás mostrando a distribuição dos sistemas de relevo e suas variações morfológicas.

A continuidade dos topos é interrompida em direção às bordas da serra, onde a drenagem se concentra sobre as linhas estruturais do substrato que delimitam as unidades litológicas que compõem o corpo serrano principal, como a Falha Carajás, realçando-as. As serras passam então a ser SERRAS ALONGADAS DE TOPO ACHATADO e SERRAS ALONGADAS E ALINHADAS (serras do Rabo, do Cinzento, da Redenção e do Sereno).

Localmente, o aprofundamento da drenagem, controlado por estruturas, forma ravinamentos que chegam a isolar cristas conformando serras com CRISTAS ALONGADAS E ALINHADAS (faces nordeste e sudoeste da serra dos Carajás), em geral orientadas para NW-SE. Na Serra dos Carajás, estas encostas gradam a leste e sudeste para ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS e ESCARPAS FESTONADAS.

Localmente, a leste do granito Carajás, associado às vulcânicas máficas do Grupo Uatumã, o aplainamento do topo não é conservado e as serras se apresentam como SERRAS ALONGADAS DE TOPO ARREDONDADO, com topos alinhados nas direções preferenciais para NW-SE.

O relevo de morros concentra-se principalmente nas porções centro-sul e leste da área, apresentando-se escarpados (associados às metavulcano-sedimentares, ultramáficas, granitóides arqueanos e Gnaisse Estrela) ou com encostas suavizadas (associados aos granitóides arqueanos Plaqué). Em geral, está associado aos contrafortes do relevo serrano e marca a passagem para os relevos mais rebaixados que constituem a depressão. Na porção SW da área ocorrem mais restritamente associados às vulcânicas básicas do Grupo Uatumã. Têm orientação geral para NE-SW e NW-SE.

Onde o aplainamento do topo é preservado, apresentam-se como MORROS ALONGADOS COM SERRAS RESTRITAS DE TOPO ACHATADO (noroeste e face sudoeste da Serra dos Carajás, sudoeste da Serra do Sereno) ou MORROS DE TOPO ACHATADO (noroeste da Serra da Redenção), com amplitudes menores (testemunhos de aplainamentos em níveis erosivos intermediários aos principais citados neste trabalho).

Onde a dissecação foi mais intensa, desgastando os topos, apresentam-se como MORROS ALONGADOS COM SERRAS RESTRITAS (face sudoeste da Serra dos Carajás, nordeste e sudoeste da Serra do Rabo, parte nordeste da Serra do Sereno), com topos agudos ou arredondados, e CRISTAS ALONGADAS E ALINHADAS (sudoeste das Serras do

Cinzento e da Redenção, a norte da área, na margem esquerda do Itacaiúnas), ou como MORROS ALONGADOS E ALINHADOS, mais rebaixados (a sudeste da Serra do Sereno). Ocorrem ainda CRISTAS ISOLADAS ao longo de toda área rebaixada do relevo, em geral orientadas para NE-SW e, em menor escala, para NW-SE, e MORROS DE TOPO ARREDONDADO (Serra da Estrela).

Os morros com encostas suavizadas ocorrem principalmente a sudeste da serra dos Carajás, onde se apresentam como MORROS ALONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS e MORROS ALONGADOS COM ENCOSTAS RAVINADAS com orientação geral para NE-SW, e, em menor escala, para NW-SE e N-S. A leste da Serra do Rabo ocorrem como MORROS AMPLOS DE TOPO ACHATADO e na porção noroeste da área como MORROS ALONGADOS COM SERRAS RESTRITAS. Associados aos granitóides arqueanos da Suíte Plaqué e ao Complexo Xingu, na porção sul da área, ocorrem como MORROS BAIXOS ALONGADOS E ALINHADOS, com orientação geral para WNW-ESE e E-W.

O sistema de morrotes ocorre associado à Depressão Periférica do Sul do Pará, principalmente associado ao Complexo Xingu, nas áreas adjacentes à Serra dos Carajás e seus contrafortes. Comumente, apresentam-se como MORROTES ALONGADOS E ALINHADOS ou MORROTES BAIXOS ALONGADOS E ALINHADOS, onde o relevo é mais rebaixado, orientados para NW-SE e NE-SW. Subordinados ao relevo colinoso ocorrem como MORROTES ISOLADOS ou MORROTES ARREDONDADOS.

O sistema colinoso compõe a maior extensão da Depressão Periférica do Sul do Pará, estando associado ao Gnaisse Arco Verde, ao Complexo Xingu e ao Complexo Bacajá (nordeste da Serra dos Carajás), em geral representado por COLINAS AMPLAS ou COLINAS MÉDIAS. Localmente, quando associada ao Gnaisse Arco Verde, e a sul e a norte da Serra dos Carajás, quando associada aos complexos granulíticos Bacajá e Pium, varia para COLINAS PEQUENAS. Agregam ou não relevos residuais mais elevados, configurando assim COLINAS MÉDIAS COM MORROTES ISOLADOS ou COLINAS PEQUENAS COM MORROTES ISOLADOS.

Em geral, a distribuição das variações morfológicas do sistema colinoso obedece, grosseiramente, a orientação NW-SE e WNW-ESE do substrato (vide mapa geomorfológico - Fig 4.9). Internamente, porém, a dissecação promovida pela rede de drenagem obedece uma orientação geral NE-SW e NW-SE, sendo esta a orientação de seus interflúvios, geralmente alongados e delimitados pelos vales destes rios.

4.3.3 - Relação Entre Os Sistemas De Relevô E Drenagem E As Estruturas Neotectônicas

A estruturação neotectônica da região de Carajás já foi discutida em vários trabalhos, destacando-se os seguintes: Costa & Hasui (1997b), Costa & Hasui (1997a), Costa *et al.* (1996b), e Costa *et al.* (1995).

No quadro neotectônico foram identificadas transcorrências E-W e falhas normais N-S, além de descontinuidades NE-SW e NW-SE interpretadas como estruturas transpressivas e transtensivas, respectivamente. Essas estruturas compõem três feixes de falhas transcorrentes E-W (norte, central e sul) e dois de falhas normais N-S (oeste e leste). Os feixes norte e central conectam-se por falhas inversas NE-SW constituindo um segmento transpressivo, enquanto que o central e o sul estão ligados por falhas normais NW-SE, conformando um segmento transtensivo.

A área estudada está inserida no segmento transpressivo entre as transcorrências norte e central. Neste segmento as transcorrências E-W controlam os baixos cursos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tapirapé, e as descontinuidades NE-SW respondem pelo controle de extensos segmentos dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, bem como de seus tributários, sendo responsáveis pelo aparecimento de anomalias de drenagem como arcos e cotovelos, além de retilinearidade e paralelismo entre os rios.

As falhas normais N-S controlam extensos trechos retilíneos dos rios principais e são responsáveis pela superimposição destes nesta direção, configurando-se como o controle estrutural mais evidente, uma vez que trunca a estruturação antiga. Está relacionado às reativações mesozóicas, controladas pela estruturação do Cinturão Araguaia, que condicionaram a instalação da bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia, da qual faz parte a drenagem da área.

Segundo Mamede *et al.* (1981), os rios de primeira geração desta bacia hidrográfica são de idade terciária e estão vinculados a um controle tectônico que permitiu a superimposição desses eixos fluviais maiores ao pediplano pliocênico, formando *watergaps*.

Exemplos da superimposição da drenagem são os *gaps* dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, e de seu afluente, Verde. A superimposição dos rios mais antigos desta

bacia neste trendo estrutural N-S, seccionando o relevo serrano, reflete as contínuas reativações nesta direção.

Também fazem parte deste contexto neotectônico o desenvolvimento de transcorrências E-W e a instalação de discontinuidades NE-SW e NW-SE (como feições de Transpressão e Transtensão) intimamente associadas a reativações de direções pré-cambrianas e que são responsáveis por trechos retilíneos e inflexões sucessivas nos cursos dos rios, evidenciadas pela presença de anomalias de drenagem como arcos e cotovelos. Este controle é bem visível no baixo curso do rio Itacaiúnas, que apresenta orientação geral E-W, com várias inflexões para NE-SW e NW-SE.

O controle estrutural ocorre também relacionado à estruturação antiga dos cinturões de cisalhamento e sistemas estruturais pré-cambrianos (Itacaiúnas e Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria com direções gerais WNW-ESE, NW-SE e E-W). Este controle atua principalmente nos rios de ordem mais baixa, tributários dos rios Itacaiúnas e Parauapebas.

Este controle está presente, também, na drenagem que disseca o relevo serrano, marcado pelo alinhamento dos rios principais, tributários do Itacaiúnas e do Parauapebas (rio Cinzento, riacho Águas Claras, rio Azul, igarapé Gelado) para NW-SE e WNW-ESE onde o aprofundamento da dissecação permite o desenvolvimento de ravinamentos nestas direções (vide Figura 4.8).

No relevo, de maneira diversa da drenagem, o alinhamento geral dos sistemas é para WNW-ESE e NW-SE, coincidindo com a estruturação antiga (pré-cambriana). Isto evidencia que esta foi predominante em sua evolução, enquanto que, o controle pelas estruturas neotectônicas atuou mais restritamente.

O controle por esta estruturação antiga fica mais que evidente na distribuição destes sistemas e é realçado, nos limites destes, onde esta estruturação é mais marcante, pela presença dos relevos alongados e das cristas alinhadas. Um bom exemplo é a Falha Carajás, que limita a face nordeste da Serra dos Carajás e é marcada tanto por feições negativas (alinhamentos de drenagem), quanto positivas (as serras alongadas e cristas alinhadas da Serra do Rabo).

A contribuição mais expressiva da estruturação mais nova no relevo foi a formação os *gaps* estruturais (*watergaps*), que permitiram a superimposição da drenagem mais antiga e o controle na disposição do relevo de agradação.

Na Figura 4.10 está representado o watergap do rio Itacaiúnas. Pode ser visualizado nesta figura o controle nas direções NW-SE e WNW-ESSE na distribuição do relevo serrano e nos relevos residuais alongados associados, bem como nos principais tributários do rio Itacaiúnas. Em contrapartida o controle nas direções NE-SW, N-S, E-W e NW-SE, relacionados à neotectônica, está bem marcado na dissecação do relevo colinoso.

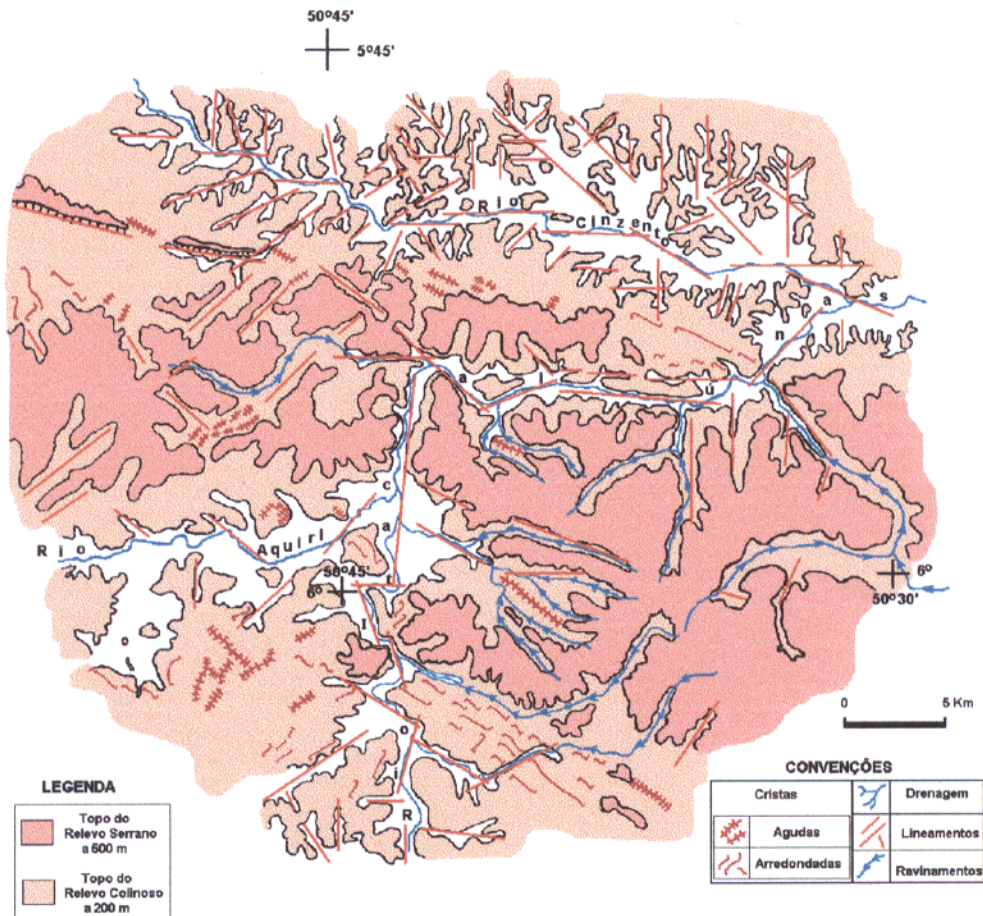


Figura 4.10 - *Watergap* do rio Itacaiúnas. Pode-se observar, na região serrana, a captura de seus principais afluentes pela estruturação NW-SE e WNW-ESE e o alinhamento dos relevos alongados naquelas direções.

Por outro lado, nas unidades litológicas mais novas (Granitos anorogênicos e vulcânicas básicas), a orientação dos morros alongados associados a estas litologias obedece as direções gerais NE-SW e NW-SE, associadas à neotectônica.

Nas serras de topo chato que compõem o corpo principal da Serra dos Carajás, a dissecação promovida pela drenagem, cujo padrão é o Subdendrítico com Influência de Treliça, permitiu a formação de vales e ravinamentos menores nas direções N-S, NNW-SSE, NNE-SSW e E-W, direções associadas à estruturação mais nova. Porém, os vales mais importantes ainda obedecem à estruturação antiga NW-SE e WNW-ESE.

O controle das estruturas neotectônicas é, entretanto, subordinado às linhas gerais do relevo, promovendo uma dissecação interna aos sistemas que, em um nível mais amplo, obedecem ao controle mais antigo refletido na distribuição destes sistemas.

Tem-se, portanto, um relevo morfoestrutural gerado a partir de superfícies aplainadas em rochas de idade pré-cambriana, onde a dissecação e, por conseguinte, o modelamento do relevo são controlados principalmente pela estruturação impressa nestas rochas (cinturões e terrenos granito-greenstone pré-cambrianos) de orientação geral WNW-ESE e NW-SE, e onde a tectônica recente atuou de forma mais subordinada.

4.3.4 - Evolução Esquemática

Com base nos vários trabalhos que têm discutido os diversos aspectos da evolução da região de Carajás, foi traçada uma evolução esquemática para a região estudada, tendo-se em conta as características impressas em seus sistemas de drenagem e relevo:

1. A partir do Cretáceo a região de Carajás funcionou como área fonte de detritos para as bacias adjacentes. Processos de pediplanação em clima árido a semi-árido promoveu o arrasamento da região (Costa *et al.*, 1991);
2. Durante o Cretáceo Superior/ Terciário Inferior o retrabalhamento das superfícies pré-existentes pelo ciclo Sul-Americano promoveu aplainamento geral da região atingindo o ápice durante o Plioceno (Boaventura *et al.*, 1974);
3. Período de estabilidade tectônica (Terciário Inferior - Eoceno-Oligoceno) que foi acompanhado por lateritização e geração de superfícies de aplainamento, resultando na formação de um Perfil Laterítico Bauxítico Maduro (Costa, 1991);
4. Mudança do regime intraplaca, que passa a ser controlado pela ação de um binário dextral E-W (Oligoceno-Mioceno) (Hasui, 1990; Costa & Hasui, 1997b);

5. Instalação de um regime transpressivo (Oligoceno-Mioceno - Plioceno-Pleistoceno) que gerou reativações de falhas N-S e NNE-SSW correlacionadas ao Cinturão Araguaia. Formou-se a bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia, com os rios controlados nestas direções.

O desenvolvimento de transcorrências E-W, interconectadas por falhas inversas NE-SW e normais NW-SE, captura essa drenagem primária controlando extensos trechos de seus cursos. A drenagem original N-S e NNE-SSW, é capturada pelas estruturas mais novas, gerando as anomalias de drenagem caracterizadas pelos segmentos retilíneos E-W, NE-SW e NW-SE.

A superfície Sul-Americana é lentamente alçada aos patamares atuais formando-se a Serra dos Carajás (Costa *et al.*, 1996b), cujos topos são sustentados pelo perfil laterítico maturo.

A erosão associada aos processos de dissecação atuam promovendo o desmantelamento da superfície Sul-Americana, delimitando os topos do relevo serrano e promovendo o arrasamento das áreas adjacentes formando a depressão, cuja superfície corresponde à superfície Velhas. Neste processo, o arranjo litoestrutural do substrato rochoso foi o fator determinante para que a erosão diferencial promovesse a exumação da estruturação antiga.

O soerguimento do relevo serrano interrompe o padrão da drenagem controlada pela estruturação mais nova, principalmente nas áreas de articulação da estruturação antiga. A drenagem secundária é capturada pela estruturação antiga NW-SE e WNW-ESE, com o aprofundamento dos vales dos afluentes principais nestas direções. Resquícios da drenagem controlada pela estruturação mais nova aparecem apenas no interior do corpo principal da serra, nas áreas onde os topos são extensos. Nestas os vales dos rios de 2^a e 3^a ordens estão orientados também para N-S, NE-SW, NNE-SSW e E-W. São também vales profundos indicando que se formaram à medida que o relevo serrano era elevado.

Sucessivas reativações da estruturação N-S e NNE-SSW associada ao Cinturão Araguaia permitiram a superimposição dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Verde, seccionando, neste sentido, a estruturação geral WNW-ESE e NW-SE do relevo serrano, que passa, então, a funcionar como um divisor de águas, exceto pelos vales superimpostos.

Apesar da superimposição de seus vales, nos rios principais, o aumento do gradiente topográfico, causado pelo soerguimento da área, restringiu drasticamente as áreas de desenvolvimento de planícies fluviais, estas praticamente desaparecendo no relevo serrano. Apenas nas áreas mais deprimidas, na porção norte da área, ao longo dos baixos cursos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tapirapé, as planícies fluviais aparecem bem desenvolvidas.

6. No Pleistoceno Inferior a Médio houve um novo período de quiescência tectônica que promoveu uma nova fase de lateritização. Formou-se, então, um perfil laterítico imaturo sobre os pedimentos que capeiam as áreas deprimidas (Costa, 1991);

7. No Pleistoceno Médio - Holoceno a reativação de falhas transcorrentes dextrais E-W promoveu um novo pulso transpressivo na região. Foram reativadas descontinuidades NE-SW(Costa et al., 1996b), e formaram-se novas anomalias e extensos trechos retilíneos no traçado dos rios Itacaiúnas e Parauapebas.

De maneira esquemática, esta evolução pode ser visualizada na Figura 4.11.

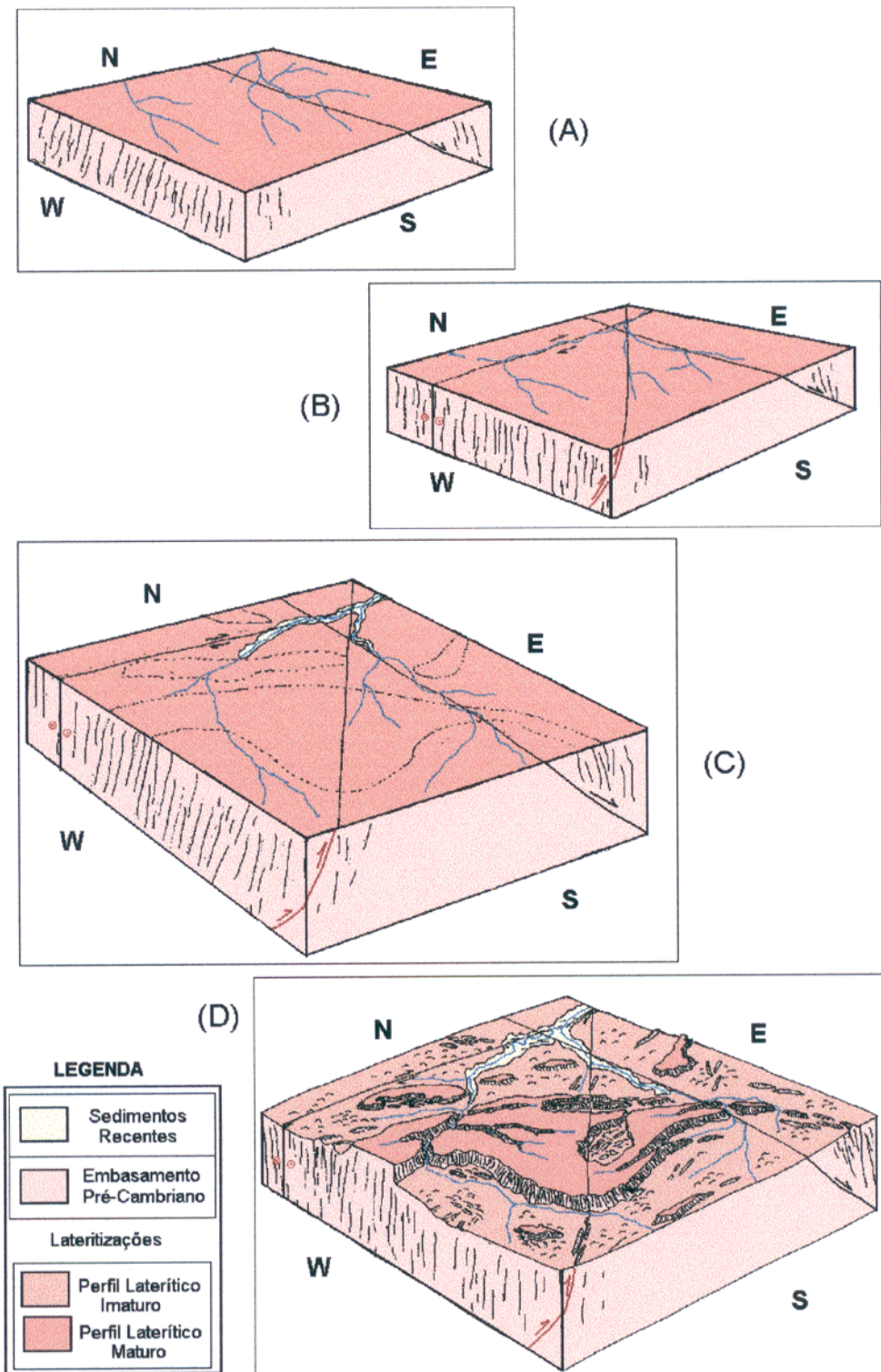


Figura 4.11 - Quadro mostrando a evolução esquemática da área estudada na Serra dos Carajás: (A) no Terciário Inferior - Médio, (B) e (C) no Terciário Superior -Pleistoceno Inferior, e (D) no Pleistoceno Médio - Holoceno.

5 - SERRA DO TIRACAMBÚ

A porção da Serra do Tiracambú enfocada nesta pesquisa localiza-se na região oeste do Estado do Maranhão, abrange aproximadamente 36.000 Km², é limitada pelos meridianos de 48° e 46°30' de longitude oeste de Greenwich e pelos paralelos de 3° e 5° de latitude sul, e ocupa as folhas SA.23-Y-C (PARAGOMINAS) e SB.23-V-A (AÇAILÂNDIA) (Figura 5.1).

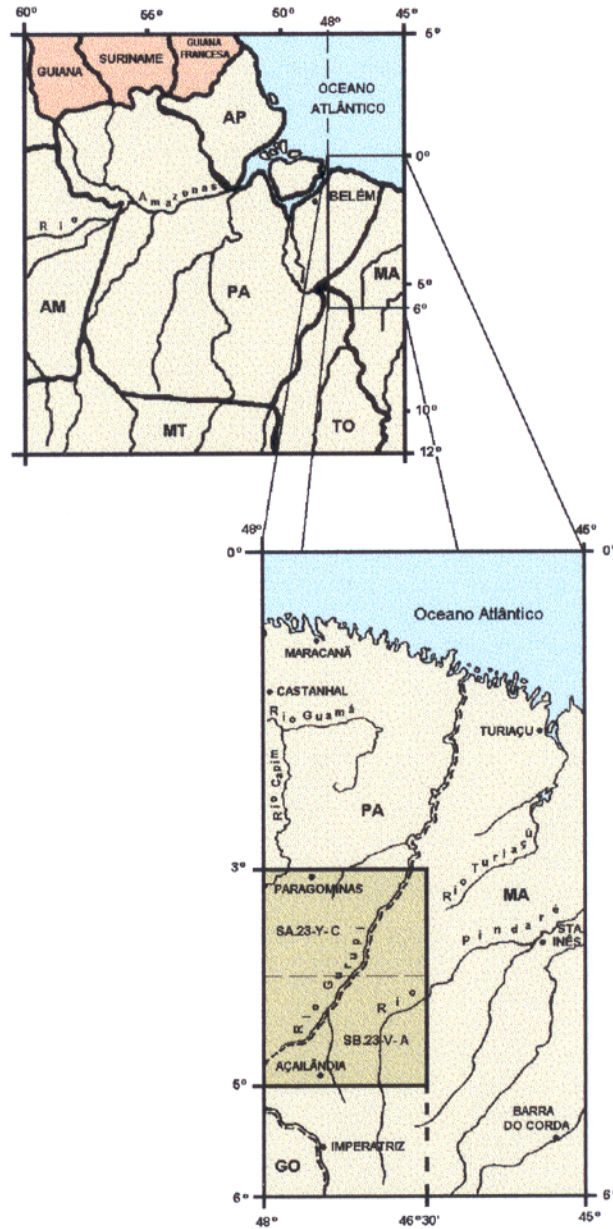


Figura 5.1 - Mapa de localização da área estudada na região da Serra do Tiracambú.

5.1 - ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DO QUADRO REGIONAL

A Serra do Tiracambú é sustentada por seqüências sedimentares pertencentes à Bacia do Grajaú (Góes & Coimbra, 1996), que corresponde a uma estrutura extensional do Cretáceo Superior/Terciário Inferior instalada a partir da reativação parcial da arquitetura da bacia do Parnaíba (Figura 5.2).

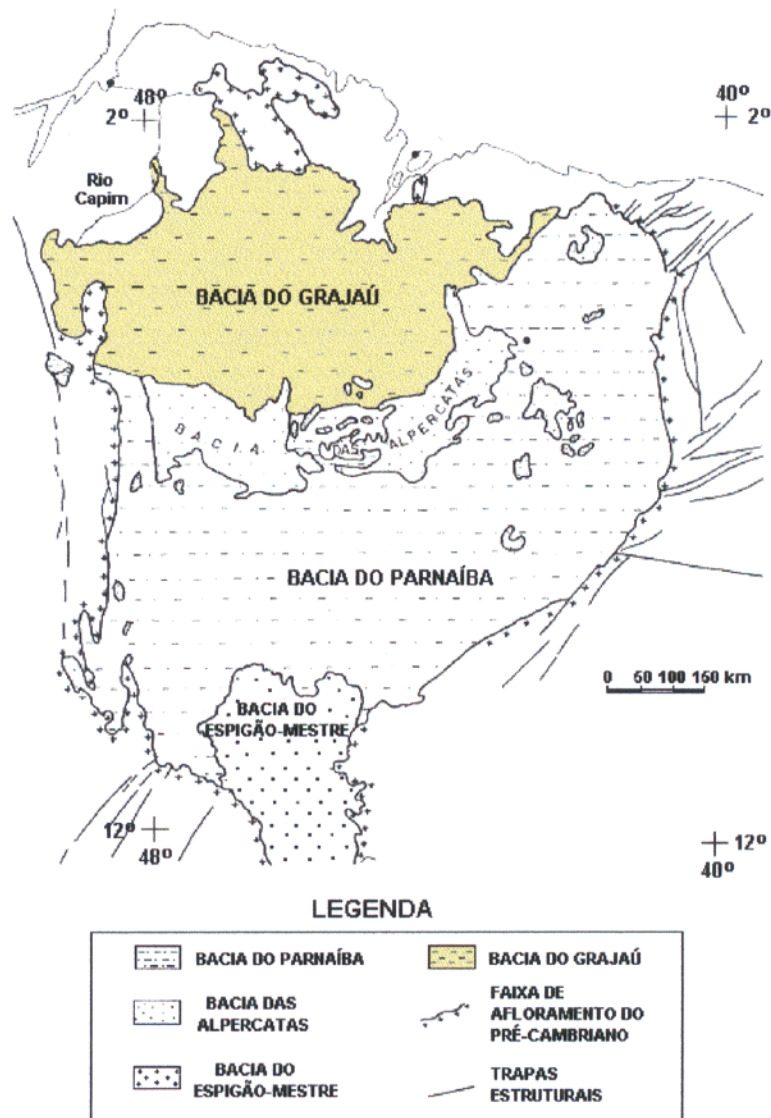


Figura 5.2 - Mapa de localização da área estudada na unidade tectônica da Bacia do Grajaú.

A geometria da Bacia do Grajaú é constituída por falhas planares normais N-S, com mergulho para oeste, articuladas através de falhas transcorrentes NE-SW, que

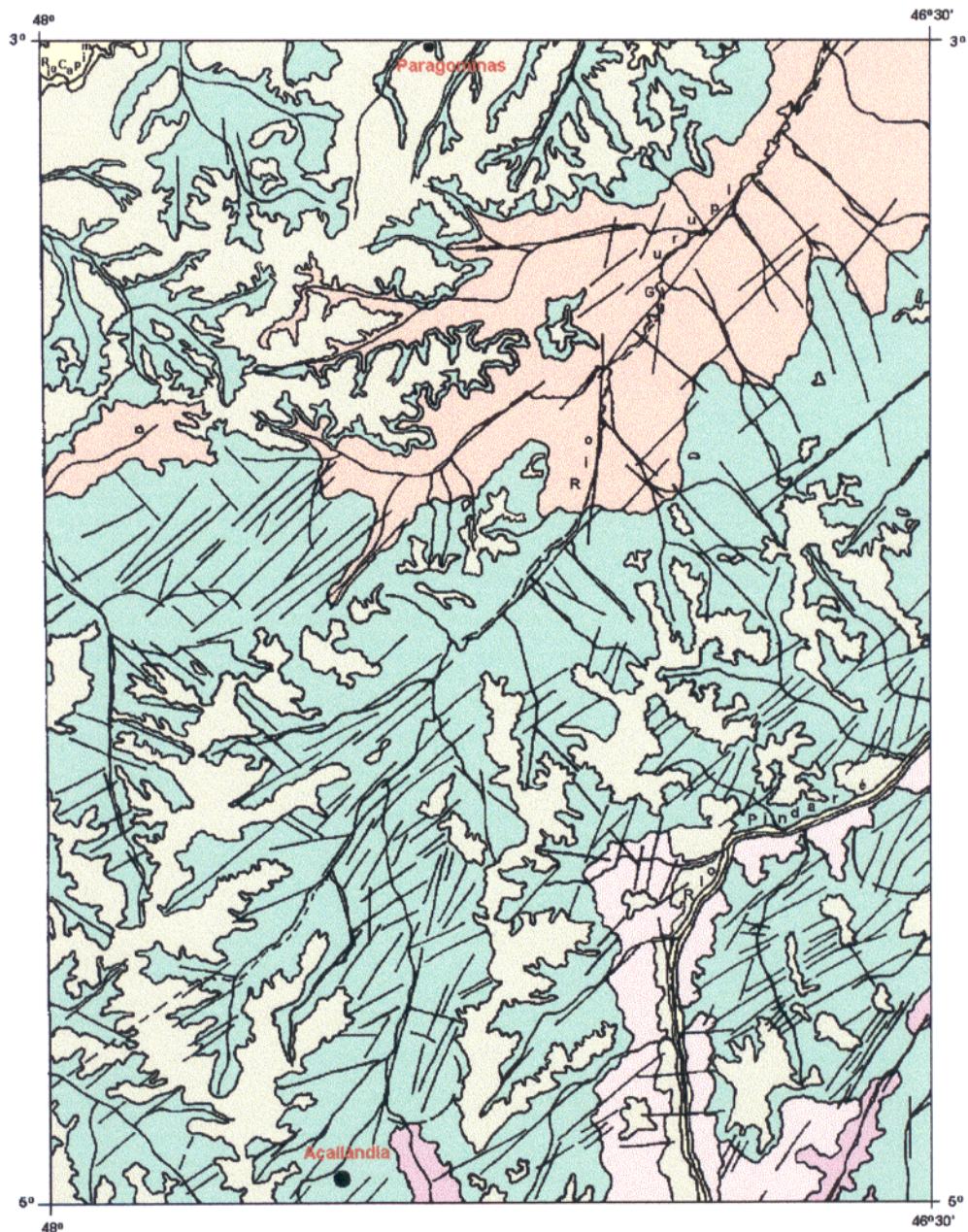
funcionaram como falhas de transferência, conformando uma bacia composta por vários segmentos extensionais alongados na direção NE-SW. Seu preenchimento é constituído, na base, por sequências interdigitadas das formações Codó e Grajaú, que, em direção ao topo, gradam para os arenitos da Formação Itapecuru. Sobrepostos a estes ocorrem ainda depósitos de fluxos gravitacionais correlacionáveis aos sedimentos Pirabas/Barreiras (Terciário Superior) que também se estendem cronologicamente até o Quaternário (Borges *et al.*, 1997).

Na área investigada estão expostas as sequências da Formação Itapecuru, que é constituída, na base, por litotipos rudáceos a pelíticos relacionados a depósitos fluviais de canais e de transbordamento, que gradam, em direção ao topo, para litotipos arenosos a pelíticos associados a processos de maré e ondas, freqüentemente bioturbados, de ambiente transicional-marinho; e os depósitos de fluxo gravitacional (Terciário Superior/Quaternário), conforme mostrado na Figura 5.3. Alguns autores interpretam a seqüência transicional-marinha da Formação Itapecuru como fazendo parte da Formação Ipixuna (Francisco *et al.*, 1971).

Os depósitos de fluxo gravitacional são formados, em geral, por argilas variegadas, silte e areia fina, com ou sem seixos, nódulos e concreções de ferro, decorrentes de fluxos gravitacionais de lama e areia vinculados a um ambiente subaéreo.

Borges *et al.* (1997) relacionaram esta bacia ao último pulso extensional do evento de fragmentação do *Gondwana*, ou evento Sul-Atlântico, seguido por dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) decorrentes da propagação de sistemas transcorrentes dextrais E-W (Costa & Hasui, 1997a). O pulso transpressivo formou dobras e cavalgamentos de direções NE-SW e ENE-WSW, que resultaram na inversão do relevo com o soerguimento da região e a formação do relevo serrano (Figura 5.4), e falhas normais planares que limitam grábens e semi-grabéns orientados na direção NW-SE e preenchidos por depósitos de fluxo de detritos cronocorrelatos à seqüência Pirabas-Barreiras do Mioceno-Plioceno (Figura 5.5).

O pulso transtensivo formou uma segunda geração de falhas normais, impondo desnivelamentos nos depósitos do Terciário Inferior, sendo responsável pelo modelamento da paisagem atual. Há ainda falhas normais N-S que truncam as estruturas referidas e que devem ter sido geradas no Pleistoceno Superior/Holoceno (Borges *et al.*, 1997).



LEGENDA

S24a	Holoceno	Sedimentos Aluviais Inconsolidados
a b S23	Pleistoceno	Lateritas Imaturas e Pedimentos
S21	Plioceno	Lateritas Maturas e Pedimentos
S18a	Cretáceo	Formação Itapecuru
S17a		

10 0 10 km

Figura 5.3 - Distribuição das litologias na área estudada na região da Serra do Tiracambu (Modificado de Lima, 1995).

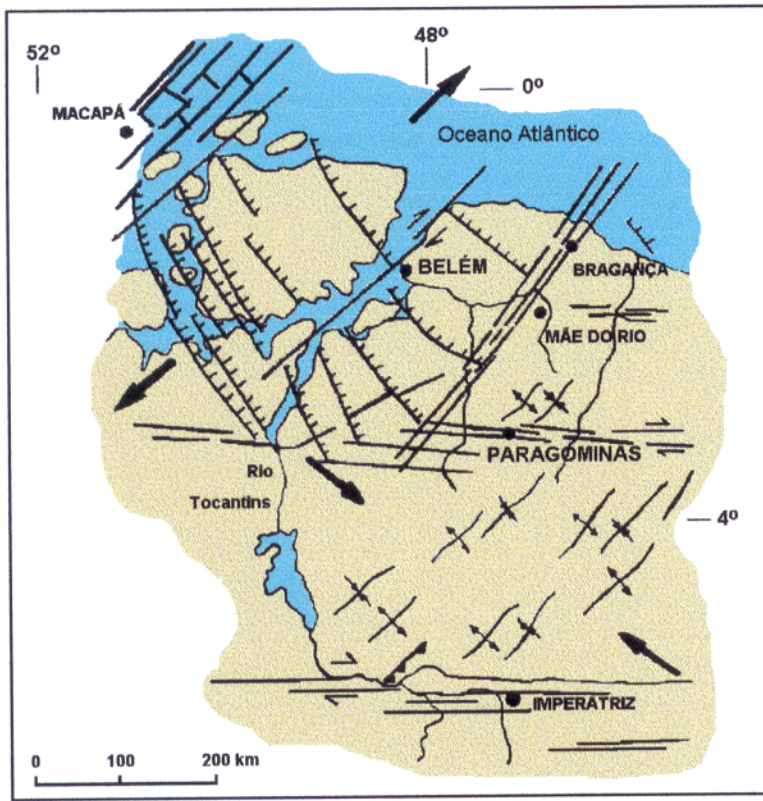


Figura 5.4 - Quadro estrutural do Terciário Superior na região nordeste do Pará, noroeste do Maranhão (Modificado de Costa et al., 1995).

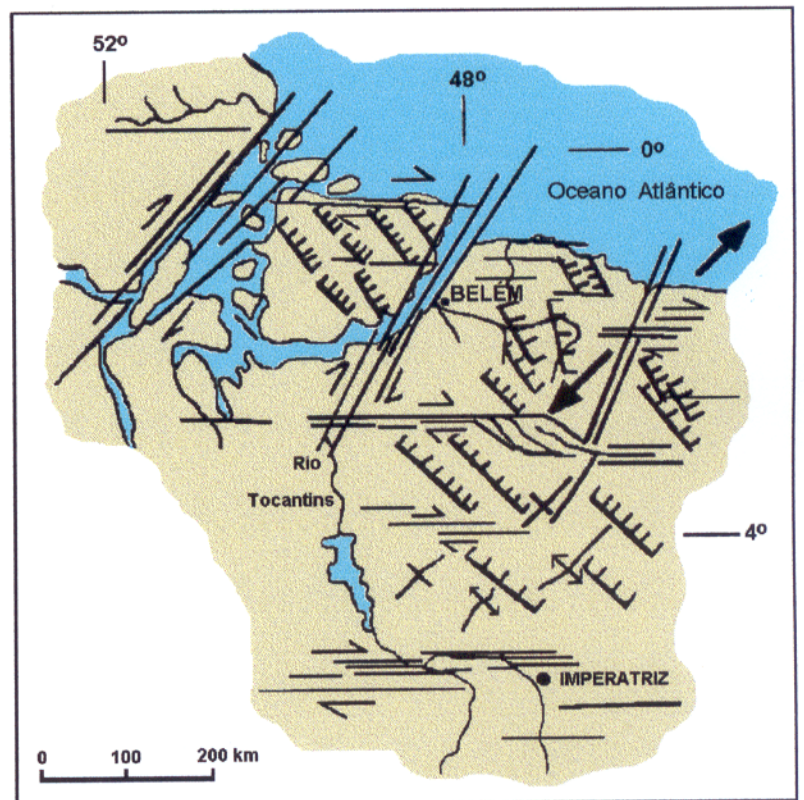


Figura 5.5 - Quadro estrutural do Quaternário na região nordeste do Pará, noroeste do Maranhão (Modificado de Costa et al., 1995).

5.2 – GEOMORFOLOGIA

5.2.1 - Características Gerais

a. CLIMA

Segundo Sommer *et al.* (1973), o clima da região é Quente Tropical, com estação seca pronunciada, sendo classificado por Gaussen como predominantemente termoxeroquimênio de caráter variável. Na região de Açailândia é do tipo atenuado com uma estação seca de 3 a 4 meses (curvas ombrotérmicas de Carolina, Imperatriz e Grajaú). A precipitação total anual é de 1600 mm e o índice de umidade é +28 (Imperatriz). O ambiente pedoclimático é de caráter “úxico-hipertérmico”, com amplitude térmica maior que 5° entre os meses mais quentes e os mais frios.

As temperaturas médias mensais ficam acima de 18°C, os dias são longos e as chuvas acontecem de modo periódico (Nunes *et al.*, 1973). A região faz parte da área de influência Amazônica, com clima úmido e menos de três meses secos, e desvio pluviométrico médio anual em torno de 15% (Azevedo *et al.*, 1973).

b. VEGETAÇÃO

A área estudada integra a região ecológica da Floresta Densa (Sommer *et al.*, 1973).

A região de Floresta Densa está associada à sub-região dos Altos Platôs do Pará-Maranhão e caracteriza-se por apresentar uma floresta densa e alta (± 30 m), com árvores emergentes gigantescas (± 50 m) e que se divide em dois ecossistemas: o dos Altos Platôs Terciários, caracterizada pelo Angelim Pedra, Maçaranduba e Faveira do tipo Visgueiro e Breu Preto; e dos Platôs mais baixos e dissecados, com Angelim-de-mata. Nos vales em “V”, muitas vezes profundos, a vegetação é uma cobertura vegetal mista onde o Babaçu aparece ao lado do Cipoal (Sommer *et al.* op. cit. e Jupiassú *et al.* 1973).

c. SOLOS

Segundo Sommer *et al.* (1973), na região dos Tabuleiros Terciários e Platôs Cretáceos, sob vegetação de Floresta Tropical sempre Verde, ocorrem predominantemente os Latossolos Amarelos que se separam em duas fases: o Latossolo Amarelo Textura Argilosa, que ocupa as áreas dissecadas com relevo

ondulado e fortemente ondulado, onde aparece associada solos concrecionários lateríticos nos bordos do relevo; e o Latossolo Amarelo Textura Muito Argilosa, ocupando os topos dos tabuleiros onde o relevo é plano.

d. SUPERFÍCIES DE EROÇÃO

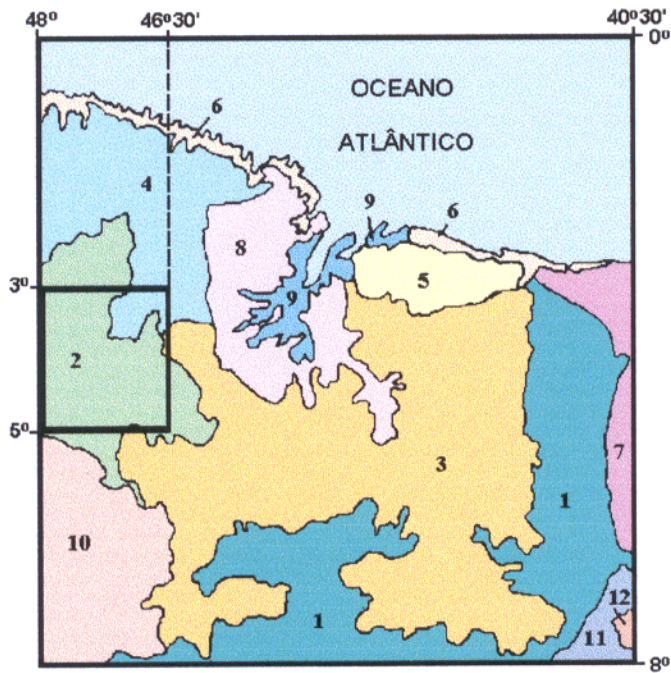
Barbosa *et al.* (1973) reconheceram, na região estudada, duas superfícies de aplainamento: uma pliocênica, que constitui os topos tabulares das serras da região e das mesas residuais resultantes de sua dissecação, e correspondem à superfície de erosão gerada pelo ciclo erosivo Sul-Americano de King (1956) e Braun (1971), estando associada aos Lateritos Maturados de Costa (1991); e outra pleistocênica, formada por uma superfície ondulada a fortemente ondulada, que compõe a base do relevo e é resultante da dissecação do patamar pliocênico pelo Ciclo Velhas (King, 1956 e Braun, 1971). O retrabalhamento da superfície Sul-Americana e das lateritas maduras, durante o Mioceno e Pleistoceno (Kotschoubey¹⁸ *apud* Costa, 1991), gerou os lateritos imaturos que sustentam o relevo jovem e delimitam paleo-superfícies preservadas. Os sedimentos correlatos desta fase erosiva correspondem, regionalmente, à Formação Barreiras.

A fase atual de erosão do Holoceno que diseca os patamares anteriores e é responsável pela retirada dos sedimentos Barreiras (áreas de eversão geradas pelo processo de circundesnudação Barreiras de Ab'Saber, 1967), foi denominada por Braun (1971) de sub-ciclo Paraguaçu, respondendo também pela sedimentação aluvial ao longo dos rios de maior porte (Tocantins, Araguaia, etc).

5.2.2 - Compartimentação Regional Do Relevo

Barbosa *et al.* (1973) reconheceram na área três unidades morfoestruturais: Planalto Setentrional Pará-Maranhão, Pediplano Central do Maranhão e Planalto Rebaixado da Amazônia (Figura 5.6).

¹⁸ KOTSCHOUBEY, B. 1984. Bauxitas do Baixo Nhamundá, região do Médio e Baixo Amazonas- natureza e gênese. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.8, p. 3926- 3940.



UNIDADES MORFOESTRUTURAIS

1	PLANALTO DA BACIA SEDIMENTAR PIAUÍ-MARANHÃO
2	PLANALTO SETENTRIONAL PARÁ-MARANHÃO
3	PEDIPLANO CENTRAL DO MARANHÃO
4	PLANALTO REBAIXADO DA AMAZÔNIA (da Zona Bragantina)
5	SUPERFÍCIE SUBLITORÂNEA DE BARREIRINHAS
6	LITORAL DE RIAS E LENÇÓIS MARANHENSES
7	DEPRESSÃO PERIFÉRICA DE CRATEÚS
8	SUPERFÍCIE SUBLITORÂNEA DE BACABAL
9	PLANÍCIE FLÚVIO-MARINHA DO GOLFÃO MARANHENSE
10	DEPRESSÃO ORTOCLINAL DO MÉDIO TOCANTINS
11	DEPRESSÃO PRIFÉRICA DO MÉDIO S. FRANCISCO
12	CHAPADA DO ARARIPE

Figura 5.6 - Compartimentação regional do relevo na região da Serra do Tiracambu (Modificado de Barbosa *et al.*, 1973).

O **Planalto Setentrional Pará-Maranhão** é constituído por um conjunto de relevos tabulares, com altitudes médias em torno de 250 m, sustentados pelas formações Barreiras e Itapecuru, e está correlacionado a superfície de pediplanação pliocênica (Barbosa *et al.*, 1973). Apresenta-se como uma superfície levemente inclinada para leste, cortada de sul para norte pelos vales pedimentados dos rios Gurupi, Pindaré e Grajaú. O grau de dissecação aumenta para leste resultando na formação de relevos residuais na forma de pequenas mesas e morros cônicos isolados, contendo vales encaixados que dissecam sua superfície por meio de um alinhamento de pequenos vales secundários (Sommer *et al.*, 1973).

O **Pediplano Central do Maranhão** é uma superfície, no geral, aplainada, exceto pelas calhas dos grandes rios e pelos raros relevos residuais e tabulares a sul, derivados da dissecação dos planaltos adjacentes. Resulta de coalescência dos vales pedimentados dos rios Parnaíba, Canindé, Corda, Gurgueia, Mearim e Alpercatas. Apresenta um suave caimento para NNE acompanhando a direção do vale do Parnaíba (Barbosa *et al.*, 1973).

O **Planalto Rebaixado da Amazônia (da Zona Bragantina)** constitui uma zona de transição entre a zona litorânea e o Planalto Setentrional Pará-Maranhão e resulta do rebaixamento, por erosão, da Formação Barreiras, com sua dissecação em relevos tabulares controlada pelos elementos estruturais (Barbosa *et al.*, op. cit.)

5.3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

5.3.1 - Drenagem

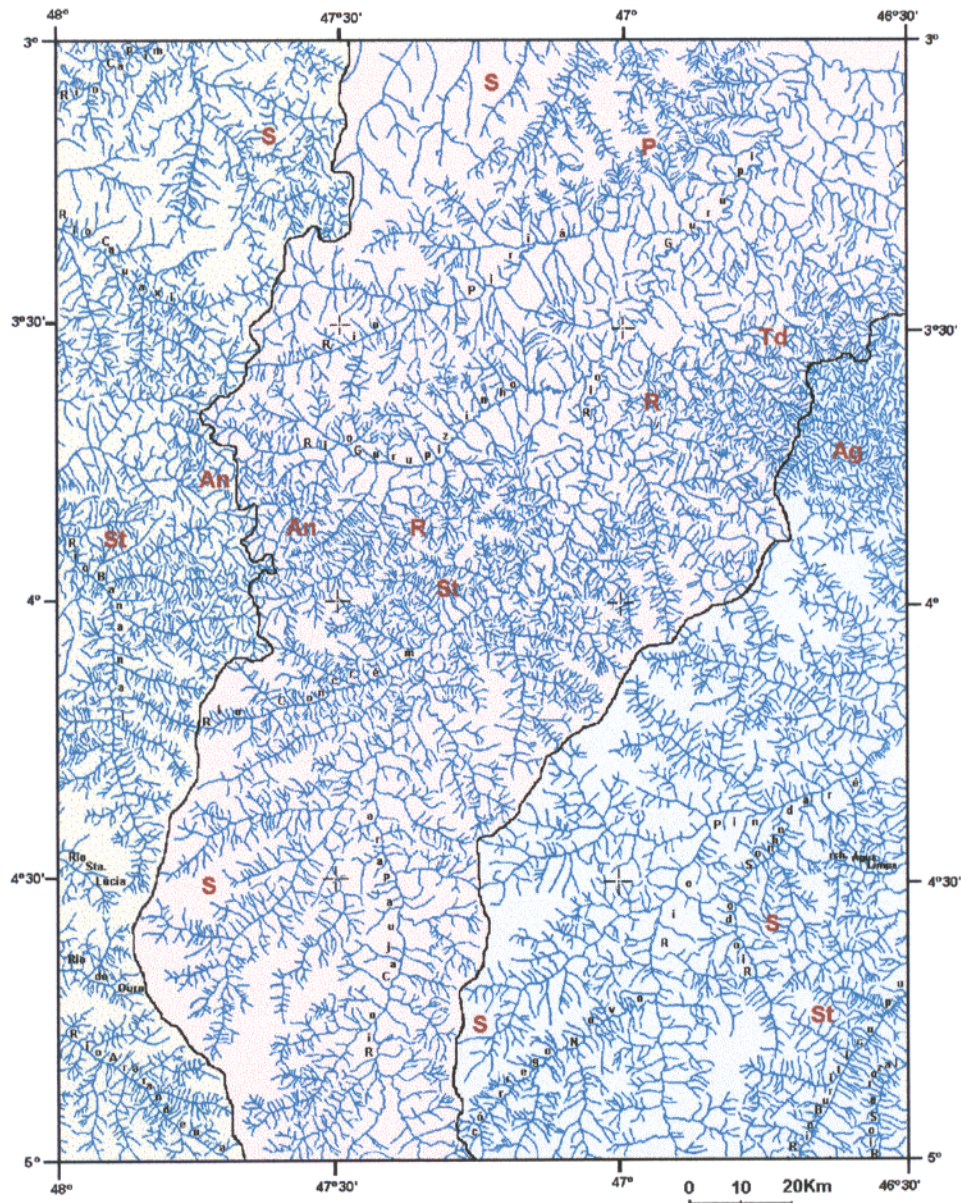
a. CARACTERÍSTICAS GERAIS

A rede de drenagem da área estudada ocupa parte de três bacias hidrográficas: as bacias dos rios Capim, Gurupi e Pindaré (vide Figura 5.7 e ANEXO 2).

O rio Capim corta a porção noroeste da área no sentido SW-NE e as regiões noroeste, oeste e sudoeste da área são drenadas pelos seus afluentes da margem direita. Seu curso é marcado por meandros que ocupam uma planície fluvial bem desenvolvida em um vale que, na área estudada, é assimétrico e limitado, à direita, por escarpamentos. A planície é marcada pela presença de vários lagos formados por meandros abandonados e que se dispõem paralelamente ao rio.

Seus afluentes que recortam a área estudada caracterizam-se por longos trechos retilíneos orientados para NW-SE, com inflexões para E-W e N-S marcadas por cotovelos. Localmente, ocorrem meandros isolados e pequenos arcos. Entre as latitudes de 3°30' e 4° os afluentes da margem direita do rio Bananal apresentam amplos arqueamentos paralelos entre si, em um padrão anelar. Este padrão se repete nos afluentes da margem direita do rio Gurupizinho, na bacia do rio Gurupi. No geral, os rios das ordens mais baixas estão orientados para NW-SE ou NE-SW.

O rio Gurupi é o principal rio da área estudada, atravessando-a no sentido SW-NE. Resulta da confluência, à montante, dos rios Açailândia (N-S) e Itinga (NE-SW). O rio Açailândia, bem como os afluentes da margem esquerda do rio Gurupi, à jusante, é caracterizado por longos trechos retilíneos NE-SW, E-W e N-S articulados por cotovelos e arcos que, por vezes marcam bruscas inflexões de direção. Seus tributários de ordem mais baixa, em geral curtos, são orientados, via de regra, para NW-SE e NE-SW.



LEGENDA

Bacias Hidrográficas	Padrões de Drenagem		CONVENÇÕES
Bacia do Rio Capim	S Subdendrítico	P Pinado	Drenagem
Bacia do Rio Gurupi	Ag Angulato	R Radial Centrífugo	Limite entre Bacias Hidrográficas (Divisores de Águas)
Bacia do Rio Pindaré	An Anejar	St Subtreliça	
	Td Treliça Direcional		

Figura 5.7 - Mapa de Drenagem da área estudada na Serra do Tiracambú. Estão marcados os Padrões de drenagem e os limites entre as bacias hidrográficas.

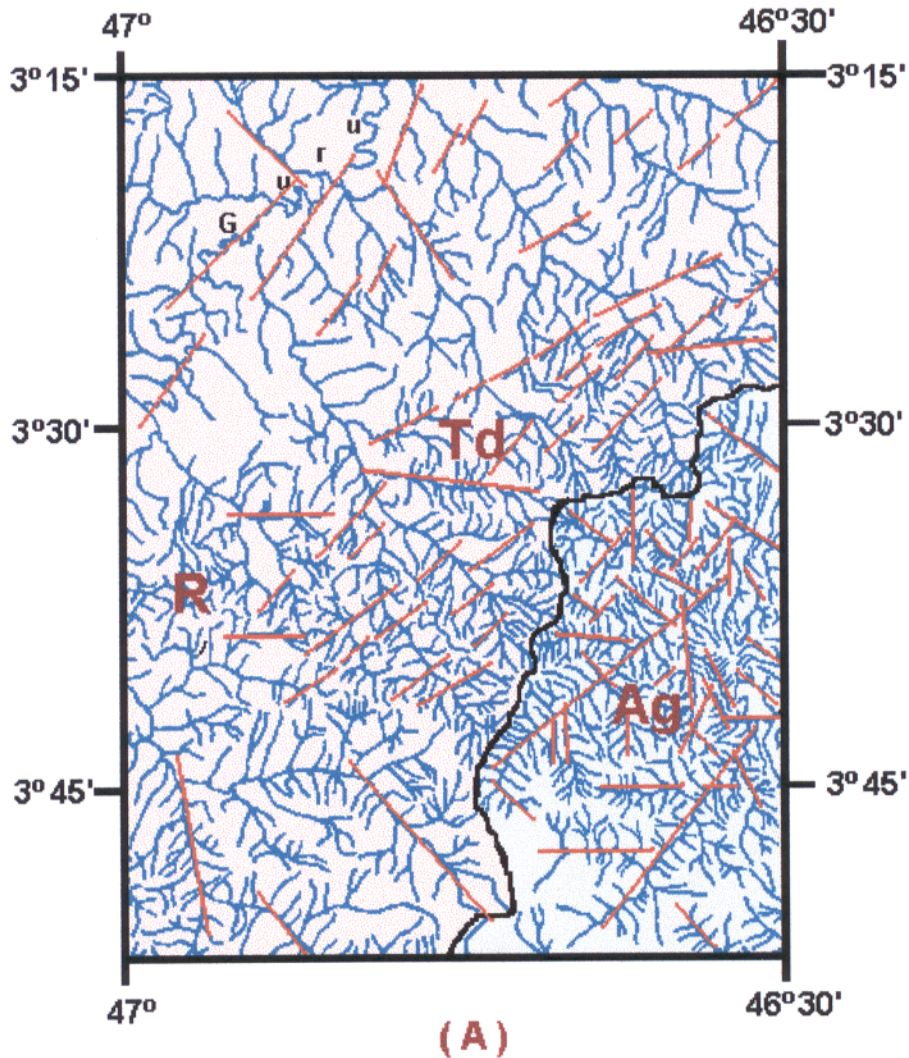


Figura 5.7 (A): Detalhe do mapa de drenagem da área estudada mostrando os padrões Angulato, Treliza Direcional e Radial centrífugo, com principais lineamentos de drenagem.

Os afluentes da margem direita do rio Gurupi estão orientados para NW-SE, com inflexões para NE-SW, E-W. Seus tributários de ordem mais baixa estão orientados para NW-SE e NE-SW.

A partir da junção com o rio Concrem, na porção meridional da área, os afluentes da margem esquerda do rio Gurupi passam a ter uma orientação NW-SE, que, à jusante, a partir da confluência com o rio Gurupzinho, passa para E-W. Estes afluentes têm freqüentes inflexões para NE-SW e NW-SE marcadas por cotovelos e arcos, e são

comuns meandros isolados e extensos. Neste trecho os rios de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NW-SE ou NE-SW com os rios de 3ª ordem, em geral longos e marcados por sua retilinearidade, orientados para NW-SE e N-S.

Os afluentes da margem direita são, via de regra, orientados para NW-SE, com os rios de 1ª e 2ª ordens orientados para NE-SW e NW-SE. Nas proximidades da latitude de 3°30' são freqüentes trechos retilíneos orientados para E-W e, mais discretamente, para N-S.

Na porção nordeste da área o rio Gurupi é marcado por meandros amplos, com planícies restritas, freqüentemente associados a trechos retilíneos nas direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, e a feições de pedúnculo com tendência de encurtamento do canal.

O rio Pindaré corta a porção sudeste da área com sua bacia ocupando a porção este-sudeste da mesma. Apresenta-se inicialmente com orientação geral S-N, infletindo-se, à jusante, para SW-NE com longos trechos retilíneos N-S e NE-SW, e trechos discretos orientados para E-W e NW-SE articulados por cotovelos e arcos, bem como anastomosamentos locais. Sua planície fluvial, bem como a de seus afluentes Buriticupu e Serozal, é restrita, com o vale marcado por encostas escarpadas e o fundo chato.

À montante, é marcado por uma grande assimetria de drenagem, com seus afluentes da margem esquerda, mais longos, orientados para NE-SW enquanto que os da margem direita são mais curtos e orientados para E-W.

Nos afluentes da margem esquerda deste trecho é característica uma orientação N-S dos tributários de 1ª e 2ª ordens mais próximos do vale do rio Pindaré, acompanhando sua orientação. Também é comum a presença de trechos retilíneos E-W. À montante, nestes afluentes, observa-se uma orientação maior destes tributários de ordens mais baixas para NW-SE e NE-SW, com trechos retilíneos nos rios de 2ª e 3ª ordens para NNE-SSW nos tributários das margem direita. O córrego Novo também apresenta uma marcante assimetria de drenagem, com seus tributários da margem esquerda, curtos, e os da margem direita, muito longos.

À jusante, os afluentes da margem esquerda do rio Pindaré são orientados para NW-SE, com longos trechos retilíneos para NW-SE, NNW-SSE e N-S articulados por arcos e cotovelos. Os tributários de 1ª e 2ª ordens estão, em geral, orientados para NE-

SW, NNW-SSE e NW-SE, e os rios de 3ª ordem apresentam trechos retilíneos para NNW-SSE, E-W, NE-SW e, menos freqüentemente, N-S.

Na margem direita os afluentes principais estão orientados para NW-SE, com inflexões bruscas para NE-SW. Seus tributários se orientam, junto ao rio Pindaré, para NE-SW, e a sul, em direção às serras, para NNW-SSE, NNE-SSW e N-S. Junto ao limite oriental da área, este controle muda para N-S, NW-SE, NE-SW e E-W.

Entre os paralelos de 3°30' e 4°, os afluentes da margem esquerda, e seus tributários, são marcados por freqüentes inflexões de curso, com junções em ângulos agudos ou obtusos, articulando trechos retilíneos para NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, sem que qualquer das direções se imponha no âmbito geral.

A sul, os afluentes da margem direita são longos com extensos trechos retilíneos para NE-SW, NNW-SSE e N-S, e, mais discretos, E-W, marcados por inflexões suaves em forma de pequenos arcos, ou bruscas, formando cotovelos. No geral os tributários de 1ª e 2ª ordens estão orientados para NE-SW e NW-SE, porém, localmente, orientam-se para N-S.

Em toda a área há regiões onde um controle mais forte para uma só direção se dá nos rios de 1ª ordem: nos afluentes da margem direita do rio Bananal estão com orientação geral para NW-SE; ao longo dos afluentes de ambas as margens do rio Gurupi no trecho que vai da confluência com o rio Gurupzinho até sua inflexão para N-S e, mais a jusante, ao longo de seus afluentes da margem direita, o controle é para NE-SW; na porção sudeste da área, no interflúvio Pindaré-Buritcupu, a oeste do meridiano de 46°30', se impõe um controle N-S marcado inclusive pela captura do riacho Água Limpa; mais a sul, nos tributários da margem esquerda do rio Buritcupu, o controle é para NE-SW; os tributários do rio Serozal e os da margem direita do rio Buritcupu estão todos orientados para NW-SE.

b. PADRÕES DE DRENAGEM

Oito padrões de drenagem foram identificados na área estudada: o Subdendrítico, predominante, e, subordinados ao padrão geral, os padrões Angulato, Anelar, Pinado e Radial, além das variações do Treliça - Subtreliça e Treliça Direcional. O topo das serras, especificamente as coberturas laterítico-bauxíticas, caracterizam-se

por uma drenagem de densidade baixa ou pela ausência de rios mapeáveis nesta escala.

O padrão subdendrítico é o padrão predominante com densidade de drenagem variando de alta, nos vales que recortam as áreas mais elevadas, a média, nos grandes vales que compõem a base do relevo. No topo das serras a densidade é baixa. Este padrão caracteriza-se por sua angularidade média tendendo a alta nos tributários de ordem mais baixa, sinuosidade mista, assimetria fraca, tropia multidirecional desordenada com direções preferenciais para NE-SW, NW-SE e subordinadamente NNE-SSW, NNW-SSE, N-S e E-W. O controle nas direções E-W e N-S fica mais acentuado na porção sul da área, onde ocorrem longos trechos retilíneos dos rios Açailândia e Pindaré (N-S) e de seus tributários (E-W e N-S).

Elementos anômalos ocorrem associados ao padrão subdendrítico indicando reorganização do traçado da drenagem por influência tectônica. Os rios e seus tributários apresentam-se fortemente controlados com extensos trechos retilíneos e bruscas inflexões, e refletem a captura de rios marcada pela presença de arcos e cotovelos. As direções principais dos rios são NE-SW, NW-SE e NNW-SSE, com trechos subordinados para N-S, E-W e ENE-WSW. Seus tributários estão controlados pelas mesmas direções

Ocorrem ainda meandros isolados ao longo da drenagem, mais visivelmente ao longo do rio Gurupi e seus principais afluentes. Esses meandros têm seus segmentos controlados por lineamentos, principalmente nas direções NW-SE e N-S, e, mais subordinadamente, NW-SE e E-W. Estes refletem sucessivos bloqueios dos cursos dos rios nestas direções e provavelmente estão associados à formação de pequenos grábens e semi-grábens marcados por pequenas depressões no terreno.

O padrão Angulato ocorre na porção oriental da área, entre os paralelos de 3°30' e 4°, associado aos relevos de morros e morrotes. Apresenta densidade de drenagem alta, angularidade média a alta, sinuosidade mista, assimetria fraca e tropia multidirecional desordenada. São constantes elementos anômalos de drenagem como cotovelos, arcos, meandros isolados e segmentos retilíneos. O controle estrutural é feito por lineamentos nas direções N-S, NNW-SSE, NW-SE, NE-SW, NNE-SSW e E-W e é freqüente a captura dos rios por estes.

O padrão Anelar ocorre na porção ocidental da área, entre os paralelos de 3°40'

e 4º, abrangendo os afluentes da margem direita do rio Bananal e os da margem direita do rio Gurupizinho, associados a mesas e morros residuais. Apresenta densidade de drenagem alta, angularidade média a alta, sinuosidade mista, assimetria fraca e tropia multidirecional ordenada. Os rios principais são arqueados e paralelos entre si com os tributários de 1ª e 2ª ordens orientados preferencialmente para NE-SW, NW-SE e N-S. Este padrão é seccionado por segmentos retilíneos controlados por lineamentos NE-SW, N-S, NW-SE e E-W, que, por vezes, interferem no padrão principal, descaracterizando-o. A diferença de tamanho entre os tributários dos rios arqueados sugerem uma dobra do tipo anticlinal. A sudoeste este padrão grada para o padrão Subtreliça.

O padrão Pinado ocorre principalmente associado às escarpas erosivas de recuo das serras na porção norte da área, subordinado ao subdendrítico. Apresenta densidade de drenagem alta, angularidade média a baixa, sinuosidade mista com elementos de drenagem curvos predominantes, assimetria fraca e tropia multidirecional ordenada. Subordinadamente ocorrem segmentos controlados por estrutura que são marcados por trechos retilíneos E-W, N-S, NW-SE e NE-SW, e pelo alinhamento de alguns rios de 1ª e 2ª ordens nestas direções.

O padrão Radial Centrifugo ocorre de maneira muito localizada associado freqüentemente a relevos residuais, subordinado ao padrão subdendrítico. É caracterizado por uma drenagem de densidade média a alta, sinuosidade mista, angularidade de média a baixa, tropia multidirecional ordenada, assimetria fraca.

O padrão Subtreliça ocorre de maneira restrita, em geral associado a grandes lineamentos NE-SW (ao longo dos afluentes de ambas as margens do rio Gurupi e dos afluentes da margem esquerda do rio Buriticupu), NW-SE (ao longo dos afluentes da margem direita do rio Bananal) ou N-S (porção sudeste da área, no interflúvio Pindaré-Buriticupu, a oeste do meridiano de 46º30').

Caracteriza-se por sua densidade de drenagem alta a média/alta, sinuosidade mista, angularidade média a alta, tropia predominantemente bidirecional, fraca assimetria, com anomalias como arcos, meandros isolados e cotovelos associados preferencialmente aos rios mais longos. Os rios de 1ª ordem, curtos, têm uma tendência geral a se paralelizar aos rios de maior ordem. Ocorrem trechos controlados por lineamentos E-W ou N-S interferindo no padrão, ao longo da margem direita do rio

Gurupi. Os rios de maior porte apresentam longos trechos retilíneos controlados por lineamentos, com seus afluentes geralmente formando ângulos altos e também com trechos retilíneos controlados por lineamentos.

No trecho próximo à confluência entre os rios Concrem e Gurupi o controle na direção NE-SW promoveu a captura de canais e o alinhamento de segmentos retilíneos nesta direção. O controle estrutural na direção do rio principal é menor, com os rios de 1ª ordem também paralelizando-se aos lineamentos que controlam os afluentes principais.

O padrão Treliça Direcional ocorre de maneira localizada, associado ao padrão Subtreliça, ao longo dos afluentes da margem direita do rio Gurupi, na porção nordeste da área. Caracteriza-se por sua densidade de drenagem média a alta, sinuosidade mista, angularidade média a alta, tropia predominantemente bidirecional e fraca assimetria. O controle estrutural é menor que nos dois padrões anteriores e o paralelismo dos rios de primeira ordem não é tão comprometido com a direção dos rios maiores. Os rios de maior porte apresentam-se com longos trechos retilíneos controlados preferencialmente para NE-SW e NW-SE, e, em menor âmbito, para N-S. Os rios de 1ª ordem se orientam preferencialmente para NE-SW, NNE-SSW, NW-SE, NNW-SSE e, mais restritamente, N-S.

5.3.2 - Relevo

a. CARACTERÍSTICAS GERAIS

No quadro geral o relevo é do tipo cuestiforme, com o reverso sustentando o topo das serras e mergulhando suavemente para noroeste, com declividades inferiores a 5°. Este quadro é complicado pelos sistemas de dobras que afetam as camadas que sustentam o relevo e que se refletem em ondulações suaves, com variações de inclinação de no máximo 2° à 3°, nas superfícies que compõem o topo das serras.

O avanço dos processos de dissecação promoveu a descaracterização deste quadro com a interrupção da continuidade lateral dos topos, a instalação dos vales e planícies fluviais, fragmentando o relevo de serras e formando os relevos residuais que compõem, juntamente com o relevo de serras, os relevos de degradação.

As serras apresentam amplitudes locais de até 250 m e altitudes de até 400 m (a sul), cuja dissecação decorre principalmente do recuo controlado das escarpas

erosivas e do entalhe fluvial, com direções preferenciais para N-S, NE-SW, NW-SE e E-W. Os vales que as recortam são abertos, amplos, de fundo chato ou ondulado (formando pequenas colinas arredondadas), porém, parecem ser, em grande parte, herdados, pois a drenagem atual é incipiente e insuficiente para gerar este grau de dissecação.

O topo do relevo da Serra do Tiracambú corresponde, no contexto geomorfológico regional (Barbosa *et al.*, 1973), ao Planalto Setentrional Pará Maranhão, que na região é sustentado pelas rochas da Formação Itapecuru e pelas crostas do perfil de alteração Laterítico-Bauxítico do Oligoceno (Costa, 1991). A base local do relevo é definida pela linha de talvegue dos rios, e esta varia de 50m de altitude ao longo do rio Capim, na porção noroeste da área, à 150 m de altitude, ao longo dos rios Pindaré, Buriticupu e Serozal, a sudoeste.

O vale do rio Gurupi corresponde, no contexto regional, ao Planalto Rebaixado da Amazônia (da Zona Bragantina), e se confunde, no limite ocidental da área, com o Pediplano Central do Maranhão.

b. CLASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA DO RELEVO

A análise do relevo a partir dos critérios morfológicos e morfométricos, com base no conceito de sistemas de relevo, permitiu a individualização e caracterização dos seguintes sistemas, e variações morfológicas de relevo (vide mapa geomorfológico - Figura 5.8):

SISTEMAS DE RELEVO

SUPERFÍCIES APLAINADAS POR AGRADAÇÃO

P - PLANÍCIES FLUVIAIS - áreas rebaixadas, ao longo dos rios e de suas margens, onde há sedimentação fluvial e/ou aluvial.

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO MATURAMENTE DISSECADOS

C - RELEVO COLINOSO (AMPLITUDES LOCAIS INFERIORES A 50 M, PREDOMINAM BAIXAS DECLIVIDADES)

- Cpa** - COLINAS PEQUENAS ARREDONDADAS - colinas com interflúvios inferiores a 1 Km², de topos arredondados, vertentes com perfis convexo-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média.
- Cpl** - COLINAS PEQUENAS ALONGADAS E ALINHADAS - colinas pequenas, com interflúvios inferiores a 1 Km², alongadas, orientadas para NE-SW, NW-SE e NNW-SSE, topos achatados a arredondados, vertentes com perfis convexo-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média.
- Cma** - COLINAS MÉDIAS ARREDONDADAS - colinas com interflúvios entre 1 e 4 Km², topos arredondados, vertentes com perfis convexos a convexos-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média/baixa.
- Cml** - COLINAS MÉDIAS ALONGADAS E ALINHADAS - colinas médias, com interflúvios entre 1 e 4 Km², alongadas, orientadas para NE-SW, NW-SE e, menos freqüentemente, para NNW-SSE, topos achatados a arredondados, vertentes com perfis convexo-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média/baixa.
- Cmo** - COLINAS MÉDIAS COM MORROTES ISOLADOS - predominam interflúvios entre 1 e 4 Km², orientadas em geral para NE-SW e NW-SE, topos achatados, apresentando, localmente, morrotes isolados, vertentes com perfis convexo-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média/baixa.
- Cg** - COLINAS AMPLAS - colinas com interflúvios superiores a 4 Km², topos achatados, vertentes com perfis convexo-côncavos, vales abertos, drenagem com densidade média/baixa, alongadas. Seus vales limitantes são orientadas para NE-SW, NW-SE e, menos freqüentemente, para N-S e E-W.
- Cgl** - COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS - colinas com interflúvios superiores a 4 Km², alongadas, com os vales limitantes orientados preferencialmente para NE-SW, NW-SE, N-S e E-W, topos achatados, vales abertos, vertentes com perfis convexo-côncavos, drenagem com densidade média/baixa.
- Ct** - TABULEIROS - interflúvios com áreas superiores a 4 Km², topos achatados, vertentes ravinadas, com perfis convexo-retilíneo-côncavos, com declividades altas, vales abertos e fechados, drenagem com densidade baixa. Seus vales limitantes são orientados preferencialmente para N-S e E-W, e, menos freqüentemente, para NNE-SSW e NE-SW e NW-SE.

R - RELEVO DE MORROTOS (AMPLITUDES LOCAIS INFERIORES A 50 M, PREDOMINAM DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS)

Rc - MORROTOS LONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS - morrotes alongados, de topo arredondado a achatado, localmente formando cristas arredondadas, alinhados segundo NW-SE, NNW-SSE e NE-SW, vertentes de perfil convexo-côncavo a convexo, densidade de drenagem média/alta, vales abertos.

Ri - MORROTOS ISOLADOS - morrotes alongados de topo arredondado ou arredondados com perfis de vertente convexas a convexas-retilíneas-côncavas, drenagem de densidade média, vales abertos.

Rbi - MORROTOS BAIXOS LONGADOS E ALINHADOS - morrotes alongados, de topo achatado a arredondado, alinhados segundo NW-SE e NE-SW, vertentes de perfil convexo-côncavo, densidade de drenagem média, vales abertos.

M - RELEVO DE MORROS (AMPLITUDES LOCAIS DE 50 A 100 M, PREDOMINAM AS DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS)

MI - MORROS LONGADOS E ALINHADOS - morros alongados, de topo achatado a arredondado, alinhados segundo NW-SE e NE-SW, vertentes de perfil convexo-côncavo a convexo-retilíneo-côncavo, densidade de drenagem média/alta, vales fechados/abertos.

Mnca - MORROS LONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS - morros alongados, de topo arredondado a achatado, freqüentemente formando cristas arredondadas, alinhados segundo NW-SE e NE-SW, vertentes de perfil convexo-côncavo, densidade de drenagem média/alta, vales abertos/fechados.

Mbi - MORROS BAIXOS ALINHADOS - morros alongados, de topo achatado a arredondado, com amplitudes locais em torno de 50 m, alinhados segundo NW-SE e NE-SW, vertentes de perfil convexo-côncavo a convexo-retilíneo-côncavo, densidade de drenagem média/alta, vales fechados/abertos.

S - RELEVO DE SERRAS (AMPLITUDES LOCAIS ENTRE 100 E 250 M, PREDOMINAM DECLIVIDADES MÉDIAS A ALTAS)

Se - SERRAS EXTENSAS - serras extensas, de topo achatado, levemente ondulado, recortadas por vales fechados/abertos compostos por segmentos retilíneos orientados para NE-SW- NNE-SSW, E-W, NW-SE e N-S, vertentes de perfis

convexo-retilíneo-côncavos, as encostas são escarpadas e/ou ravinadas e a drenagem tem densidade média/alta a alta.

SeI - SERRAS EXTENSAS ALONGADAS E ALINHADAS - serras extensas, de topo achatado, levemente ondulado, alongadas, com orientação geral para NE-SW e NW-SE, encostas escarpadas e/ou ravinadas, vales abertos/fechados de perfis convexo-retilíneo-côncavos, alinhados para N-S, NE-SW, NW-SE, E-W e NNE-SSW, a drenagem tem densidade média/alta a alta. O recuo das escarpas obedece às mesmas direções.

Sr - SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS - serras alongadas de topo achatado a arredondado, por vezes formando cristas arredondadas, alinhadas para NW-SE e NE-SW, as encostas são escarpadas, por vezes ravinadas, com vales abertos/fechados de perfis convexo-retilíneo-côncavos, drenagem tem densidade média/alta a alta.

Sk - MESAS RESIDUAIS - serras de topo chato, com pequena extensão, constituindo relevos residuais resultantes da dissecação. Têm encostas escarpadas e/ou ravinadas, orientadas para NE-SW e NW-SE, vales abertos/fechados, perfis de vertente convexo-retilíneo-côncavos, drenagem de densidade média/alta a alta.

Sh - SERRAS HOMOCLINAS - serras de topo aplainado, cuja inclinação, mais acentuada que a inclinação geral do relevo, conforma um relevo assimétrico, limitado por escarpas retilíneas, com os topos constituindo reversos suaves dissecados por ravinamentos.

T - ENCOSTAS DE TRANSIÇÃO

Tv - ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS - modelatos de transição entre a base e o topo do relevo, resultantes da dissecação das encostas, com amplitudes locais de 150 m e declividades médias a altas, constituídos por interflúvios lineares, sub-paralelos, de topo arredondado, com vales de perfis convexos-retilíneos-côncavos, drenagem de densidade média/alta, vales fechados.

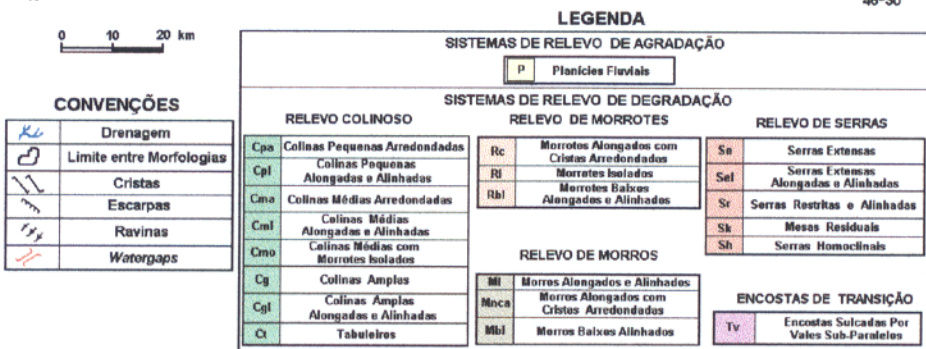
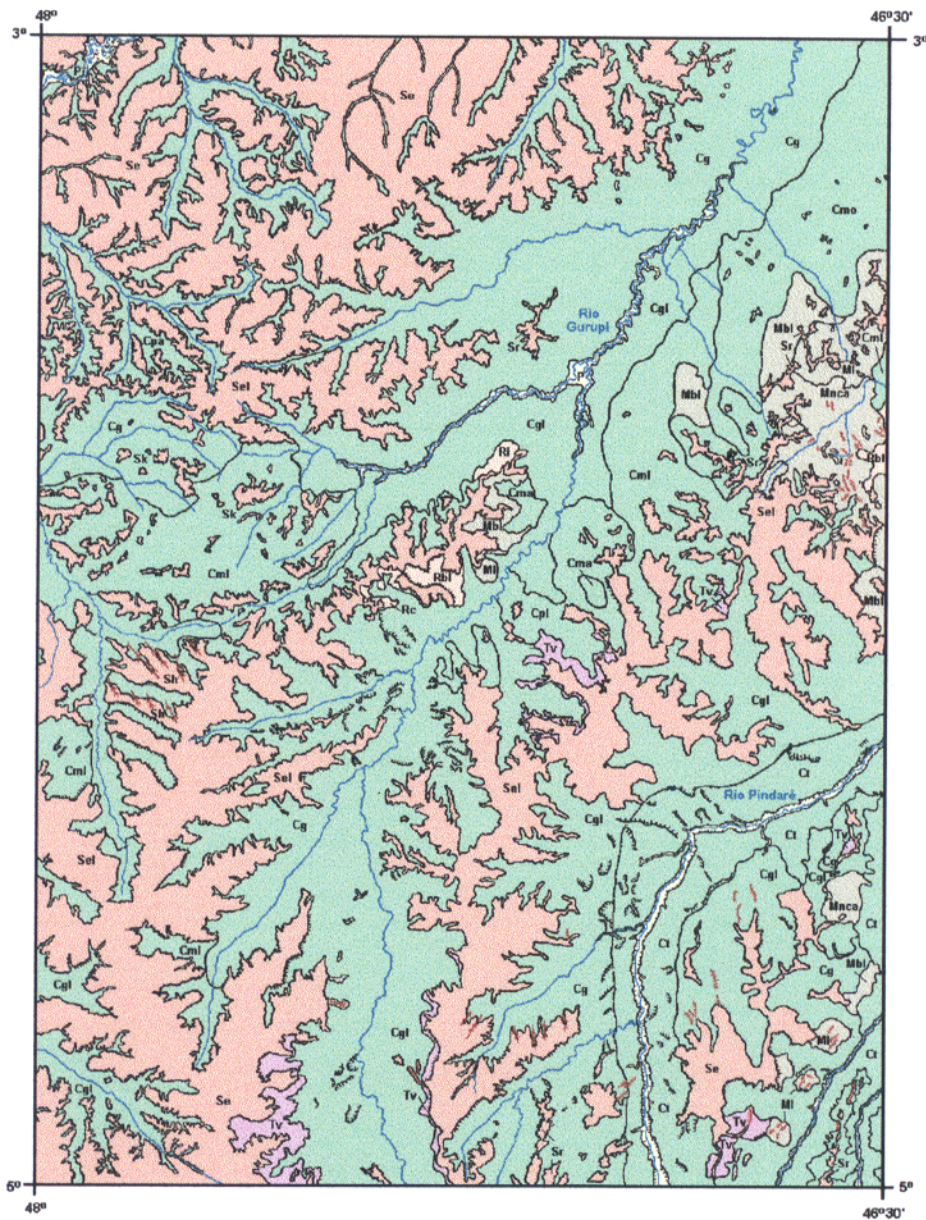


Figura 5.8 - Mapa Geomorfológico da área estudada na Serra do Tiracambú mostrando a distribuição dos sistemas de relevo e suas variações morfológicas.

c. DISTRIBUIÇÃO DOS SISTEMAS DE RELEVO

O relevo de agradação está representado pelas planícies fluviais e aluviais que acompanham os traçados dos rios principais.

A planície fluvial do rio Capim é bem desenvolvida e está instalada em um vale que, na área estudada, é assimétrico e limitado, à direita, por escarpamentos. É marcada pela presença de lagos marginais ao rio e pelas marcas de crescimento dos depósitos aluviais (Figura 5.9).

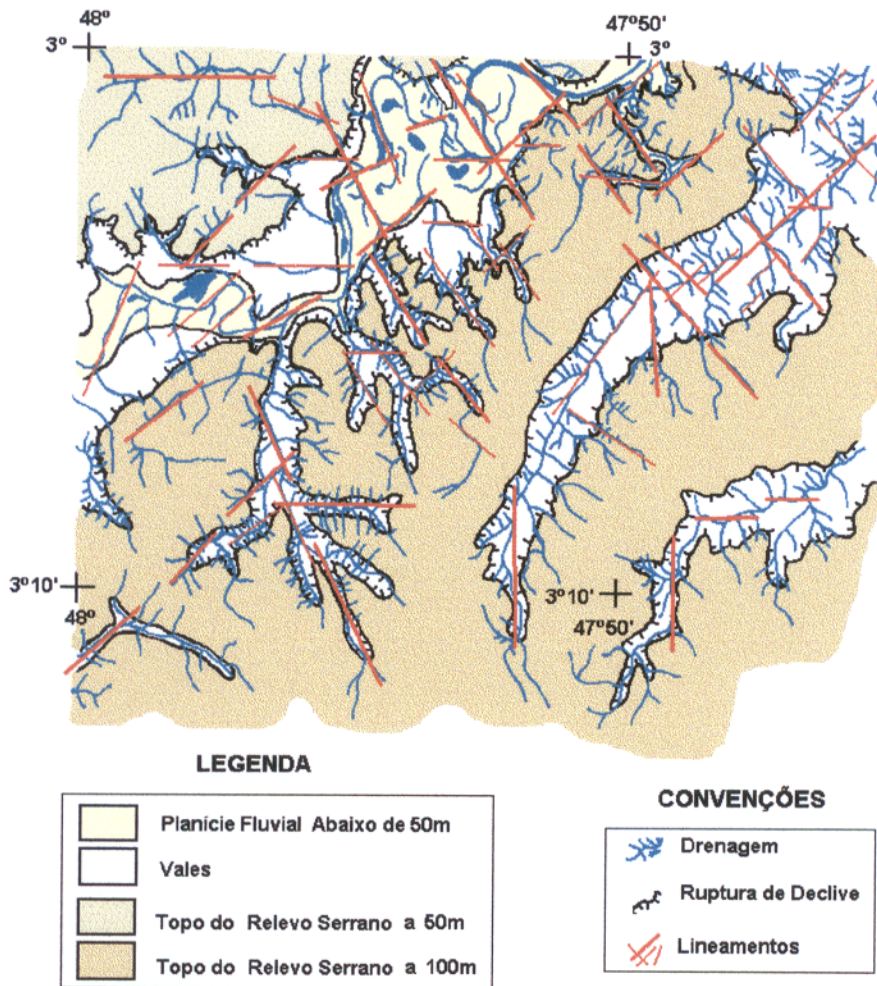


Figura 5.9 – Vale do rio Capim, mostrando sua planície fluvial limitada, a sudeste, por escarpamentos, apresentando lagos marginais, marcas de crescimento de meandros e seguimentos de drenagem retílineos controlados por lineamentos.

No rio Gurupi e seus principais afluentes as planícies são restritas e freqüentemente limitadas por pequenas escarpas (até 10 m). Caracterizam-se pelo comportamento divagante dos canais dos rios, formando meandros.

Nos rios Pindaré, Buriticupu e Serozal os vales, de fundo chato, são pedimentados e limitados por vertentes escarpadas e retilíneas, com desníveis superiores a 50 m. Suas planícies fluviais são restritas ao vale maior.

O relevo de degradação é representado por sistemas de serras associadas a relevos residuais como morros, morrotes e colinas. O rebaixamento do relevo serrano resultou em relevos residuais, representados pelos sistemas de morros e morrotes que se concentram ao longo de seus contrafortes, e que gradam, em direção aos rios, para o relevo colinoso.

O relevo de Serras ocupa a maior extensão da área, sendo a base do relevo composta pela coalescência dos vales que as cortam. A intensidade da dissecação aumenta para sul, onde o relevo é mais elevado.

Na porção norte da área, onde a continuidade lateral dos topos foi mais preservada, ocorrem como SERRAS EXTENSAS. Estas serras estão fortemente dissecadas por vales parcialmente entulhados e ravinamentos com seus segmentos retilíneos orientados nas direções NE-SW, NW-SE, e, menos freqüentemente, N-S e E-W. Seu topo está a 100 m junto à margem direita do rio Capim, chegando a 200 m junto aos vales dos rios Gurupzinho e Gurupi. A margem direita do vale do rio Capim é limitada por escarpas NE-SW e vários segmentos de seus afluentes secundários (rios de 2ª e 3ª ordens) obedecem a este controle.

Os principais vales que cortam estas serras têm seus segmentos orientados para NNW-SSE, NW-SE, NNE-SSW e N-S. São vales amplos, marcados por planícies fluviais restritas que geralmente gradam para COLINAS MÉDIAS ALONGADAS E ALINHADAS, limitados pelas escarpas retilíneas que definem suas vertentes. Na cabeceira de alguns rios, o entulhamento provocado pelo recuo das escarpas promoveu a formação de COLINAS PEQUENAS ARREDONDADAS e COLINAS MÉDIAS ARREDONDADAS.

A coesão dos topos destas serras se desmantela em direção aos vales dos rios Gurupi, a sudeste, e do rio Cauaxi, a sudoeste, onde os ravinamentos, aprofundados, individualizaram SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS.

Via de regra, estas serras são alongadas para NW-SE, sendo dissecadas por ravinamentos e recuo de escarpas nas direções NE-SW, E-W e N-S. Em direção ao vale do rio Gurupi é evidente um alinhamento de escarpas retilíneas para NE-SW e a sudoeste, a partir do vale do rio Cauaxi, é visível o alinhamento e aprofundamento preferencial dos ravinamentos para NW-SE e, de maneira subordinada, para N-S.

O alinhamento destas serras, a sul, muda bruscamente para E-W, com a dissecação e aprofundamento das vertentes preferencialmente para N-S, NNE-SSW e NE-SW a leste, e NW-SE e NE-SW a oeste. É evidente um alinhamento de escarpas para E-W nas serras a norte do rio Gurupizinho.

Estas serras se limitam, de maneira abrupta com o relevo colinoso, representado por COLINAS AMPLAS e COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS, com topos a 100 m.

A sudeste do rio Gurupizinho, na área abrangida por seus afluentes da margem direita, e pelos afluentes da margem direita do rio Bananal, a dissecação do relevo é mais acentuada, com o recuo das escarpas isolando pequenos relevos residuais. O relevo serrano é representado por MESAS RESIDUAIS, com topos a 200 m.

Neste trecho o relevo preservou o arranjo semi-circular característico de dobras, que se reflete na distribuição das serras e no padrão de drenagem da área, embora a sobreposição de estruturas discordantes cortando este arranjo tenha concorrido para sua descaracterização. A declividade dos topos, analisada a partir de cartas topográficas e assimetrias de drenagem, sugerem que se trata de uma antiforma limitado a norte e a sudoeste por estruturas e que, a sudeste, grada para uma sinforma. Esta é denominada, na literatura, de Antiforma do Rio Capim (Lima, 1995).

A base deste relevo é constituída pelo relevo colinoso representado inicialmente, ao longo dos rios principais, por COLINAS AMPLAS, com topos a 100 m, que gradam, a sul, para COLINAS MÉDIAS ALONGADAS E ALINHADAS, com topos a 150 m, formando os contrafortes das serras.

Na porção centro sul da área o relevo de serras está representado por SERRAS EXTENSAS ALONGADAS E ALINHADAS, que conservam, em grande parte, a continuidade lateral dos topos, formando grandes corpos serranos que ocupam os interflúvios entre os rios Capim e Gurupi, e entre os rios Gurupi e Pindaré. Estas serras têm um corpo principal segmentado, que se reflete em bruscas inflexões de orientação.

No interflúvio Capim-Gurupi, a partir da confluência entre os rios Gurupi e Gurupizinho (ambos NE-SW), até a inserção do trecho NW-SE do rio Bananal estas serras estão associadas a **SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS** e são orientadas para NE-SW, com ravinamentos orientados para NW-SE, N-S, e E-W, e escarpamentos, concentrados nas vertentes a sudeste, orientados para E-W, NE-SW e NW-SE.

A partir do trecho NW-SE do rio Bananal o corpo principal da serra passa a se orientar para **NNE-SSW**, com os ravinamentos da encosta ocidental orientados para NW-SE, enquanto que os da encosta oriental estão para NE-SW. Parte dos segmentos de serra limitados pelos ravinamentos NW-SE se comportam como **SERRAS HOMOCLINAIS**, se apresentando como relevos assimétricos, com os topos inclinado para NW-SE e recortados por ravinamentos secundários nesta direção. A sudoeste estão limitadas por escarpamentos NW-SE.

No trecho compreendido entre o vale do rio Sta. Lúcia (NW-SE) e o vale do rio Gurupi (NE-SW), o corpo principal da serra se orienta para NW-SE, com escarpas orientadas para E-W e NE-SW e os ravinamentos principais orientados para NE-SW e E-W e os secundários para N-S e NW-SE.

A partir deste trecho a orientação principal da serra é N-S, com escarpas na mesma direção. Os ravinamentos principais se orientam para E-W, NW-SE e N-S e os secundários para NE-SW e NW-SE. A face deste trecho da serra que está voltada para o rio Açailândia é limitada, a norte, por escarpamentos, e a sul, onde ocorrem ravinamentos E-W, por escarpas de transição do tipo **ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS**, com declividades médias.

A base deste relevo é constituída pela coalescência dos vales que cortam o relevo serrano, que, dissecados, formam o relevo colinoso representado por **COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS** e **COLINAS MÉDIAS ALONGADAS E ALINHADAS**. O alinhamento dessas colinas obedece, via de regra o alinhamento dos ravinamentos que cortam as serras a que estão associados.

No interflúvio Gurupi-Gurupizinho, o relevo de morros formado pelo rebaixamento das serras é representado por **MORROS ALONGADOS E ALINHADOS** e **MORROS BAIXOS ALINHADOS** dispostos lado a lado, formando os contrafortes das serras, associados a **MORROTES ALONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS** e **MORROTES ISOLADOS**.

No interflúvio Gurupi-Pindaré, na porção oriental da área, ocorrem SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS constituindo pequenos corpos alinhados para NNE-SSW, NNW-SSE e N-S, com cotas de 250 a 300 m. Estas serras evoluem, a sul, para SERRAS EXTENSAS ALONGADAS E ALINHADAS, com cotas de 300 m, orientadas para NW-SE, com ravinamentos principais para NNW-SSE, NNE-SSW, NE-SW e E-W e secundários para N-S, NW-SE e NNW-SSE. Os contrafortes deste relevo serrano são constituídos pelo relevo de morros, com cotas de 200 m, representado por MORROS RESTRITOS ALINHADOS associados a MORROS ALONGADOS E ALINHADOS e MORROS BAIXOS ALINHADOS, que gradam para MORROTES ALONGADOS E ALINHADOS, com cotas de 150 m, e, em direção à planície fluvial do rio Gurupi, para COLINAS MÉDIAS COM MORROTES ISOLADOS, COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS e COLINAS AMPLAS, com topos a 100 m.

A oeste, a continuidade entre os topos das serras é mantida, com seu corpo principal orientado para NE-SW e seus ravinamentos principais N-S e NW-SE, e os secundários para NW-SE, E-W e N-S. As escarpas se orientam para E-W, NW-SE e N-S. Os vales são ocupados pelo relevo colinoso com topos a 100 m que, na face noroeste da serra está representado por COLINAS MÉDIAS ALONGADAS E ALINHADAS e COLINAS PEQUENAS ALONGADAS E ALINHADAS que gradam para as COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS que margeiam as planícies fluviais dos rios Gurupi e Açailândia. Localmente ocorrem MORROTES BAIXOS ALINHADOS, com cotas em torno de 150 m.

A orientação do corpo principal da serra muda, a sul, a partir da inflexão do rio Pindaré, de E-W para N-S, alinhando-se também nesta direção. Neste trecho, a encosta ocidental da serra, voltada para o rio Açailândia, é constituída por escarpas orientadas para N-S e NW-SE, com declividades altas, um pouco suavizadas por encostas de transição do tipo ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS em contato abrupto com o relevo colinoso.

A face oriental, voltada para o rio Pindaré, é ravinada, com os vales principais para NE-SW e NNE-SSW e os secundários para N-S, NW-SE, NNW-SSE e E-W. A sul do vale do córrego Novo fica evidente um alinhamento para NNE-SSW que se reflete no paralelismo de vales e serras alongadas nesta direção. A norte deste vale a serra tem orientação principal para NE-SW, com escarpamentos nesta direção.

Os vales são ocupados pelo relevo colinoso, com topos a 200 m, representado por COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS que gradam para TABULEIROS às margens do Pindaré. Alguns dos vales que cortam estes TABULEIROS acompanham a orientação do rio Pindaré, alinhados para NE-SW a jusante do rio, e para N-S e E-W a montante.

No interflúvio Pindaré-Buriticupu ocorrem SERRAS EXTENSAS ALONGADAS E ALINHADAS associadas a SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS orientadas principalmente para NNW-SSE, N-S e NE-SW, com topos em torno de 350 m. Estas serras gradam, a noroeste e norte, para MORROS ALONGADOS E ALINHADOS, com cotas em torno de 250 m, e, ao longo de toda margem direita do Pindaré, para TABULEIROS, com cotas em torno de 200 m. Em direção ao rio Buriticupu estão associadas a MORROS ALONGADOS COM CRISTAS ARREDONDADAS, com cotas em torno de 300 m, atingindo, nas cristas, 350 m, que gradam para COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS, com topos a 250 m. Em alguns trechos ocorrem encostas de transição do tipo ENCOSTAS SULCADAS POR VALES SUB-PARALELOS, com declividades médias.

Os vales principais que cortam os Tabuleiros se alinham, à jusante do rio, para NW-SE, infletindo-se para NE-SW junto ao limite com o relevo de morros. Esta orientação muda, à montante, com os rios principais orientados para E-W e os secundários para N-S, acompanhando o rio Pindaré. O relevo de morros tem seus vales principais orientados para NNW-SSE, NNE-SSW e N-S, com os secundários para NE-SW, NNW-SSE e NW-SE. Em direção ao rio Buriticupu esta orientação muda, com os vales principais NW-SE e os secundários para NE-SW.

No interflúvio Buriticupu-Serozal ocorrem SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS, orientadas para NNE-SSW, ravinadas para NW-SE, com topos a 350 m, associadas a COLINAS AMPLAS ALONGADAS E ALINHADAS, com topos a 250 m. Os vales que cortam o relevo colinoso estão alinhados, via de regra, para NW-SE.

Na margem direita do rio Serozal este padrão se repete, porém, com o alinhamento dos vales, à montante, para E-W.

5.3.3 - Relação Entre Os Sistemas De Relevo E Drenagem E As Estruturas Neotectônicas

Vários autores têm discutido a estruturação neotectônica da região de Tiracambu e sua relação com o relevo e a drenagem (Costa *et al.*, 1996b; Costa & Hasui, 1997a;

Borges *et al.*, 1995; Borges *et al.*, 1997; Lima, 1995; Cavalcante & Borges, 1999; Espírito Santo *et al.*, 1999). Foram definidos, na área, dois conjuntos de estruturas derivados dos pulsos tectônicos transpressivo e transtensivo que afetaram a área, respectivamente, no Mioceno-Plioceno e no Pleistoceno-Holoceno, e que são decorrentes da ação do binário dextral E-W que responde pelo quadro neotectônico intraplaca.

O conjunto de estruturas mais antigo corresponde às dobras e cavalgamentos NE-SW e ENE-WSW descritos por Borges *et al.* (1995 e 1997). São dobras de dimensões métricas a quilométricas, abertas e simétricas, com os planos axiais sub-verticais orientados preferencialmente para N40-70E, compondo sistemas holomórficos que afetam o preenchimento da bacia (na área corresponde à Formação Itapecuru, do Cretáceo Superior - Albiano-Senoniano?) e o perfil laterítico bauxítico-fosfático (lateritas maduras datadas do Eoceno-Oligoceno).

São dobras suaves, muito abertas, preconizando um padrão do tipo kink (camadas mergulhando suavemente para NW, interrompida por patamares monoclinais), que se refletem na topografia principalmente pela ondulação dos topos do relevo de serras. Na porção noroeste da área, onde a continuidade destes topos é mais preservada, estas dobras se revelam a partir de perfis topográficos NW-SE (a natureza suave destes dobramentos exige a execução destes perfis com exagero na escala vertical para que se tornem evidentes) (vide mapa morfotectônico em anexo).

Na porção centro-sul da área, onde a continuidade dos topos não é mantida na direção NW-SE, as serras conformam feições cuestiformes divergentes e convergentes, com caimentos muito suaves, quase horizontais, que refletem os segmentos das dobras. Na legenda do mapa geomorfológico (Fig 5.8) correspondem às Serras Extensas Alongadas e Alinhadas, e têm orientação geral NE-SW, que se inflete, a sul, para N-S.

No interflúvio Gurupizinho-Gurupi-Bananal a dissecação destacou o padrão semi-circular, característico de dobras, tanto no arranjo da drenagem, que apresenta um padrão Anelar, quanto na paisagem, que preserva, no relevo de serras, a feição de uma antiforma individualizada pela distribuição das mesas residuais (vide mapa morfotectônico em anexo).

Segmentos retilíneos de drenagem NE-SW, marcados por assimetria entre seus

tributários das margens opostas, associados a desnivelamentos topográficos marcados por escarpamentos retilíneos, ocorrem ao longo do rio Capim (vide Figura 5.9), Córrego Novo e rio do Sonho, e são interpretados como cavalgamentos e retrocavalgamentos.

A inversão positiva do relevo fica bem marcada pelo desnivelamento do topo das serras, que acompanham as dobras e cavalgamentos NE-SW do substrato rochoso. O soerguimento progressivo para sudeste fica ainda mais evidenciado pela variação da altitude entre as linhas de talvegue dos grandes rios (que aumentam de noroeste para sudeste) e pela presença constante de vales suspensos.

Borges *et al.* (1997) descrevem, ainda associados a este período, falhas normais planares que controlam grábens e hemi-grábens NW-SE preenchidos por depósitos de fluxo de detritos cronocorrelatos à seqüência Pirabas-Barreiras. Estes depósitos são observados nas áreas mais deprimidas do relevo, capeados por um perfil laterítico imaturo.

As estruturas geradas no Pleistoceno Médio-Holoceno compreendem falhas normais NW-SE articuladas por falhas transcorrentes E-W que causam desnivelamentos (que afetam todas as unidades do preenchimento da bacia incluindo os dois perfis lateríticos, Maturo e Imaturo) e anomalias de drenagem (arcos, cotovelos, sinuosidades, capturas, segmentos retos, etc...) e outras estruturas mais jovens constituídas por falhas transcorrentes NE-SW (várias delas constituindo reativações de falhas transcorrentes do Terciário Superior) e falhas normais N-S e NNW-SSE (que controlam fortemente a dissecação do relevo colinoso (Borges *et al.*, 1995 e 1997).

Na área estes grábens e hemi-grábens NW-SE são caracterizados por segmentos retilíneos de drenagem com assimetria entre seus tributários de margens opostas e associados a desnivelamentos topográficos marcados por escarpamentos retilíneos ao longo dos rios Cauaxi, Bananal e Ararandeuá.

São característicos também bloqueios de drenagem ao longo dos cursos dos rios principais, marcados por alargamentos da planície fluvial (rio Gurupi), formação de lagos marginais (rio Capim) e migração de meandros (rios Capim e Gurupi) controlados por lineamentos NW-SE, NNW-SSE, N-S (interpretados como falhas normais), NE-SW, NNE-SSW e E-W (interpretados como transcorrências).

A influência dos elementos estruturais E-W, NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE derivados da ação do conjugado direcional dextral E-W e seus sistemas

transpressivos e transtensivos é evidente no controle das direções preferenciais de aprofundamento das ravinas, bem como no controle do recuo das escarpas e anomalias de drenagem.

Estes elementos comparados às direções das descontinuidades desenvolvidas em áreas de deformação não coaxial dútil, sendo E-W a direção de Y ou D, paralela à direção do binário, e NW-SE correspondendo à fratura de extensão T, as demais direções corresponderiam à transcorrências dextrais, à exceção de NNW-SSE, que corresponderia à direção do anti-Ridel, R', que é sinistral. Na área, por vezes a direção de R' também comporta deslocamentos verticais funcionando como falha normal ou oblíqua. Para a confirmação desta correlação, porém, seria necessário um trabalho mais específico de coleta de dados de cunho estrutural, o que não faz parte do escopo deste trabalho.

Estes elementos estruturais atuam em toda área, porém, comparando-se a distribuição dos lineamentos de drenagem e dos alinhamentos de relevo é possível determinar áreas onde a ação destes trendes principais é mais evidente:

O controle pelo trende E-W é mais visível ao longo dos tributários da margem esquerda do rio Gurupi a partir da confluência com o rio Gurupizinho (também ele controlado nesta direção). É evidente o controle de extensos trechos dos rios Gurupizinho e Concrem, bem como de vários trechos do próprio rio Gurupi, onde é possível visualizar o controle nesta direção no desenvolvimento de sua planície fluvial.

É visível também este controle em um pequeno trecho do rio Pindaré, antes de sua inflexão para NE-SW, e a leste, nas escarpas dos Tabuleiros da margem esquerda, bem como controlando trechos dos tributários da margem esquerda do rio Pindaré em seu trecho NNE-SSW e, de ambas as margens, em seu trecho N-S.

O trende NE-SW é mais expressivo no controle de extensos trechos do rio Gurupi, desde de sua origem, na confluência dos rios Itinga e Açailândia, até a confluência com o rio Gurupizinho (a partir de onde a influência de outras estruturas conforma um controle compartilhado) e se reflete no alinhamento do relevo de serras e morros ao longo de suas margens (principalmente, à jusante), e nas direções de dissecação do relevo colinoso e de morrotes. Promoveu ainda, a captura de vários segmentos dos tributários destes rios nesta direção e está associado ao padrão treliça da drenagem (vide mapa morfotectônico em anexo e mapa de drenagem – Figura 5.7).

O controle nesta direção se repete ao longo do rio Pindaré, à jusante, principalmente em seus tributários da margem direita, especialmente do Rio do Sonho, e de escarpamentos ao longo dos tabuleiros da margem direita do Pindaré e das serras a norte do Córrego Novo. Controla também, os escarpamentos que limitam a planície fluvial do Rio Capim. Nestes casos estes alinhamentos estão sendo interpretados como frentes de cavalgamento e retrocavalgamento preservadas, da fase de inversão do relevo, e evidenciadas por anomalias de drenagem e relevo marcadas por assimetrias.

O trende NNE-SSW exerce um controle mais efetivo em uma faixa que engloba as serras a sul do córrego Novo até as SERRAS RESTRITAS E ALINHADAS na margem direita do rio Gurupi, controlando, em parte, o alinhamento destas serras, a direção de parte dos ravinamentos das SERRAS EXTENSAS ALONGADAS E ALINHADAS à margem esquerda do rio Pindaré, o trecho do rio Pindaré referente à sua curvatura de N-S para NE-SW, além de escarpamentos e vales nos TABULEIROS ao longo de sua margem esquerda.

Controla também a orientação geral de um segmento do corpo serrano no interflúvio Capim-Gurupi, na porção sudoeste da área, e lineamentos de drenagem que cortam o padrão Anelar a norte.

Superimpondo-se a este padrão, e, por vezes, descaracterizando-o ocorrem as falhas normais N-S, que se concentram na porção centro-sul da área controlando extensos trechos dos rios Pindaré, Açailândia, Bananal, Serozal e, mais discretamente, do rio Gurupi e seus afluentes, bem como a direção geral dos corpos serranos e a distribuição das escarpas, sendo responsáveis, ainda, pela captura do rio Bananal, do riacho Água Limpa e de vários segmentos de drenagem, de rios em toda área, nesta direção.

A análise dos traços gerais do relevo e da drenagem sugere uma evolução da paisagem onde os movimentos tectônicos recentes funcionaram como um fator preponderante. Estas características implicam em um modelo de evolução geomorfológica do tipo morfotectônica.

5.3.4 - Evolução Esquemática

Os diversos aspectos dos traços gerais da evolução fanerozóica da região de Tiracambú vêm sendo discutidos em vários trabalhos em diversas áreas do

conhecimento. Com base nestes trabalhos é possível traçar uma evolução esquemática para a região estudada, levando-se em conta os indicativos estruturais e cinemáticos impressos em seus sistemas de drenagem e relevo:

1. Instalação da Bacia do Grajaú, no Cretáceo Superior, articulada por falhas normais N-S associadas a falhas de transferência dextrais e sinistrais NE-SW, durante o regime extensional da abertura do Atlântico, constituindo uma unidade geotectônica distinta sobre a Bacia do Parnaíba (Borges *et al.*, 1997);
2. Sedimentação das sequências cretácicas Grajaú, Codó (Aptiano) e Itapecuru (Albiano-Senoniano?) (Góes, 1995). Na área estudada afloram os sedimentos da Formação Itapecuru;
3. Período de estabilidade tectônica (Terciário Inferior - Eoceno-Oligoceno) que promove a lateritização da superfície de aplainamento, formando um Perfil Laterítico Bauxítico-Fosfático Maduro, com posterior derivação por alteração, ou deposição, das Argilas de Belterra (Costa, 1991; Truckembrodt *et al.*, 1991);
4. Mudança do regime intraplaca, que passa a ser controlado pela ação de um binário dextral E-W (Oligoceno-Mioceno) (Hasui, 1990; Costa & Hasui, 1997b);
5. Instalação de um regime transpressivo (Oligoceno-Mioceno - Plioceno-Pleistoceno) que promoveu o soerguimento lento da Serra do Tiracambú através de dobramentos, cavalgamentos e retrocavalgamentos com eixos e planos orientados para NE-SW e ENE-WSW (Borges *et al.*, 1995; Costa *et al.*, 1996b; Borges *et al.*, 1997).

A deformação se concentra nos contatos entre os litotipos arenosos e pelíticos, com grande parte da deformação sendo absorvida nesta interface, acomodando os dobramentos principalmente no pacote superior. Formam-se, também, grábens e hemi-grábens NW-SE onde se depositam os sedimentos cronocorrelatos à seqüência Pirabas-Barreiras, derivados do desmantelamento das áreas soerguidas (Borges *et al.*, 1995 e 1997).

No relevo, esta fase transpressiva está bem marcada pelo aumento progressivo do gradiente topográfico de NW para SE, que se reflete, inclusive, nos desnivelamentos dos topos do relevo e das linhas de talvegue dos rios nesta direção.

Os dobramentos imprimiram, na topografia, suaves ondulações, preservadas no topo do relevo de serras devido ao capeamento laterítico, e os cavalgamentos e

retrocavalgamentos estão marcados por anomalias de drenagem e relevo (lineamentos marcados por assimetria de drenagem associados a escarpamentos retilíneos e desnivelamentos topográficos abruptos).

A disposição geral da drenagem principal para NE-SW reflete seu controle inicial pelas transcorrências nesta direção, do período de instalação da bacia, e sua adaptação, posterior, aos sistemas de dobramentos e cavalgamentos. O vale do rio Gurupi está instalado, em grande parte, sobre um eixo de um sinforma. O vale do rio Capim e parte do vale do rio Pindaré estão sobrepostos a cavalgamentos e retrocavalgamentos. As grandes sinformas onde se instalaram os vales do rio Gurupi e parte do vale do rio Pindaré, funcionaram como depocentros para os depósitos detríticos resultantes do desmantelamento do relevo serrano (sedimentos cronocorrelatos ao Pirabas-Barreiras).

6. No Pleistoceno Inferior a Médio há um novo período de quiescência tectônica que promove uma nova fase de lateritização. Formam-se, então, Lateritas Imaturas sobre os sedimentos cronocorrelatos à seqüência Pirabas-Barreiras (Costa, 1991; Truckembrodt *et al.*, 1991) que pedimentam o fundo dos grandes vales;

7. No Pleistoceno Médio - Holoceno a reativação do binário dextral E-W promove a instalação de um regime transtensivo na região. Uma nova geração de falhas NW-SE é formada e são reativadas aquelas geradas no regime transpressivo. Estas promovem a formação de grábens e hemi-grabens nesta direção que se refletem na topografia em desnivelamentos e basculamentos NE-SW (marcados por anomalias de drenagem e relevo - lineamentos marcados por assimetria de drenagem associados a escarpamentos retilíneos e desnivelamentos topográficos abruptos). Estes afetam todas as unidades litológicas e ambos os perfis lateríticos (Borges *et al.*, 1995 e 1997).

As discontinuidades associadas à atuação do binário dextral controlam segmentos retilíneos da drenagem principal e a disposição de seus tributários, bem como a dissecação do relevo. Isto se reflete no alinhamento de vales e ravinamentos, bem como na distribuição dos sistemas de relevo.

8. A reativação de falhas transcorrentes NE-SW (dextrais) e normais N-S, do Terciário Superior, provavelmente no Quaternário (Borges *et al.*, 1995; Costa *et al.*, 1996b) promoveu novos desnivelamentos (E-W) e capturas de drenagem (N-S).

Exemplos de capturas de rios na direção N-S são aquelas visualizadas nos rios Bananal, Serozal, Açailândia, Pindaré e Córrego Novo. Nos rios Açailândia e Pindaré estes alinhamentos são marcados por assimetria de drenagem e escarpamentos retilíneos.

Vários trechos do rio Gurupi são controlados por lineamentos NE-SW associados às transcorrências nesta direção, bem como o alinhamento do relevo serrano ao longo de suas margens e o controle do recuo de seus escarpamentos.

Esta evolução, de maneira esquemática, pode ser visualizada na Figura 5.10.

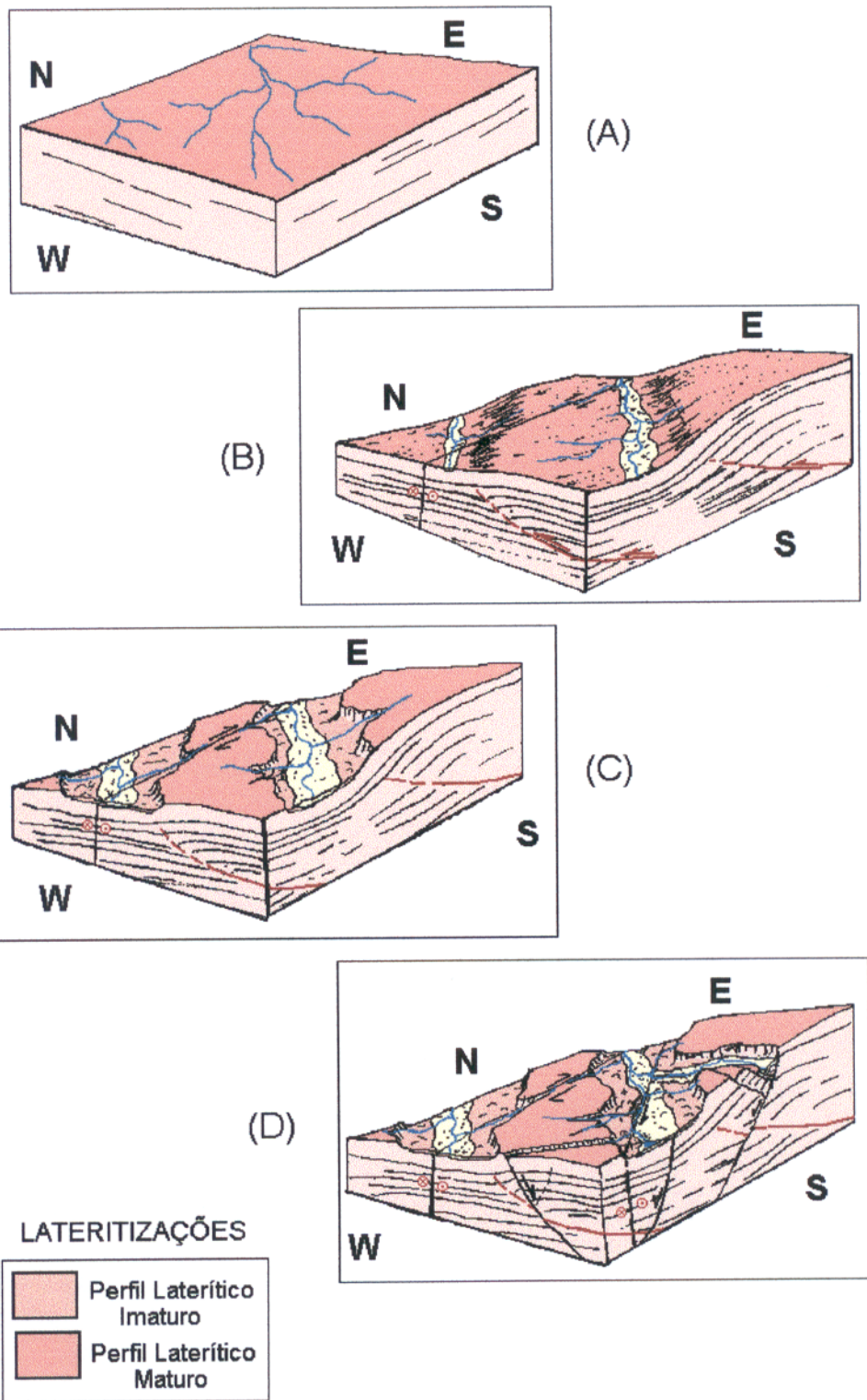


Figura 5.10 - Blocos diagramas mostrando a evolução esquemática da área estudada na Serra do Tiracambú: (A) no Terciário Inferior- Médio ; (B) no Terciário Superior - Pleistoceno Inferior; (C) no Pleistoceno Médio ; e (D) no Holoceno .

6 - RELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS DA SERRA DOS CARAJÁS E DA SERRA DO TIRACAMBÚ

Quando se compara as áreas estudadas verifica-se que a compreensão das diferenças entre elas, expressas em seus sistemas de drenagem e relevo, pauta-se essencialmente em dois conceitos básicos, a saber:

1. O primeiro invoca que "a estrutura geológica é um fator dominante na evolução das formas da Terra e está refletida nelas" (Thornbury ¹⁹apud Bemerguy, 1997) e, neste caso, o papel do substrato rochoso na evolução do relevo está diretamente relacionado às suas características litoestruturais.

Com este enfoque, constata-se que, a principal diferença entre as duas áreas refere-se à natureza de seus substratos. No caso da região da Serra dos Carajás, o embasamento é composto por rochas de idade pré-cambriana, as quais estão afetadas por sistemas estruturais arqueanos, que controlam a geometria e a distribuição dos diferentes corpos geológicos. Por outro lado, na região da Serra do Tiracambú, a constituição compreende seqüências sedimentares do Cretáceo Superior/Terciário Inferior, nas quais as únicas estruturas impressas dizem respeito àquelas que condicionaram suas deposições, estando a distribuição de suas fácies litológicas condicionadas aos processos sedimentares.

2. O segundo expressa que a natureza dos relevos controlados pela estrutura, como definida por Saadi (1991), distingue tipos morfoestruturais, cujo controle do arcabouço litoestrutural é essencialmente passivo e a elaboração da forma é papel do agente erosivo, e tipos morfotectônicos, com a paisagem sendo elaborada sob controle tectônico ativo. A partir desta classificação constata-se que:

- Na região da Serra dos Carajás predominam sistemas de relevo que evoluíram a partir de erosão diferencial, atuando em unidades geológicas dispostas lado-a-lado, com mergulhos sub-verticais com características de rigidez e friabilidade distintas entre si, resultando na exumação da estruturação pré-cambriana. Tal situação se reflete na distribuição dos sistemas de relevo, que se orientam preferencialmente paralelos à estruturação impressa no substrato rochoso, no caso, nas direções NW-SE e ²⁰

WNW-ESE. Essa estruturação, nas áreas soerguidas, promoveu também a captura

¹⁹THORNBURY, W. T. 1969. *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons, 594 p.

dos sistemas de drenagem. Por outro lado, as estruturas decorrentes dos movimentos tectônicos recentes, controlaram apenas a dissecação interna dos sistemas de relevo, refletida principalmente na drenagem associada às regiões mais abatidas.

As feições morfológicas mais importantes diretamente ligadas à estruturação mais nova, no caso, as descontinuidades de direções E-W, NE-SW, N-S e NW-SE, são os *watergaps* dos rios principais (Itacaiúnas, Parauapebas e Verde) cortando, de maneira discordante (N-S), o relevo serrano, voltado para NW-SE e WNW-ESE; as diversas anomalias de drenagem que modificam o sistema de drenagem nas áreas deprimidas, à exemplo de meandros, segmentos retilíneos e paralelismo de rios; o controle na distribuição das planícies fluviais do rios principais por segmentos retilíneos associados a lineamentos indiferenciados; e o alinhamento de alguns sistemas de relevos residuais nas direções NE-SW e NW-SE, que, de maneira geral, são fatores subordinados à estruturação geral (NW-SE e WNW-ESE) refletida na distribuição dos sistemas de relevo. Trata-se, portanto, de um sistema de relevo de derivação morfoestrutural.

Na região da Serra do Tiracambú, a distribuição dos sistemas de relevo é controlada apenas pelo recuo das encostas e escarpamentos e pelo desenvolvimento e aprofundamento de ravinamentos que, por sua vez, assim como a disposição da rede de drenagem, obedecem ao controle das estruturas neotectônicas, o que caracteriza este relevo com tipicamente morfotectônico.

Os traços gerais das evoluções destas áreas podem ser visualizados na Figura 6.1.

A similaridade entre as áreas refere-se ao soerguimento tectônico que ambas experimentaram durante o Terciário Superior, em decorrência de transpressão, que continua atuando na Serra dos Carajás, enquanto que, na região da Serra do Tiracambú, foi superimposta por transpressão no Quaternário. Ambas as áreas têm seus relevos sustentados por superfícies erosivas do Plioceno (topo) e do Pleistoceno (base) preservadas por perfis lateríticos maduros e imaturos, respectivamente.

A Figura 6.2 apresenta perfis esquemáticos mostrando as situações das áreas estudadas nos diferentes estágios de evolução que deram origem à paisagem atual.

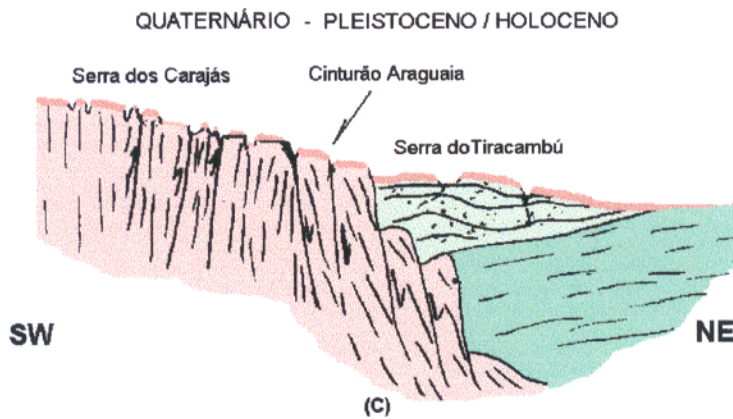
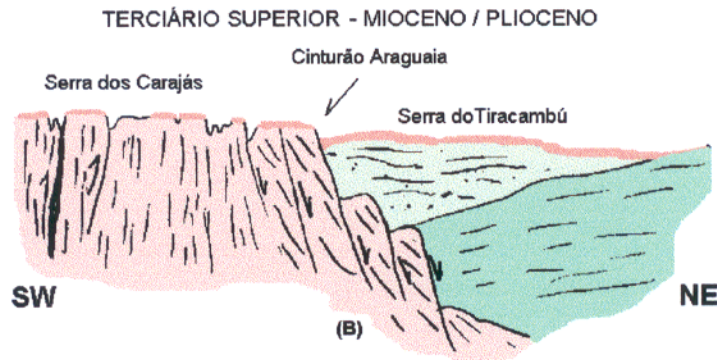
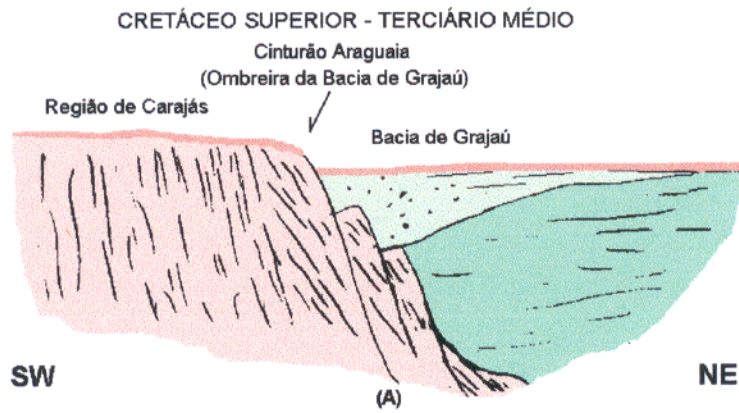
		Tectônica Ligada à Abertura do Oceano Atlântico			Neotectônica Intraplaca			
		Terciário				Quaternário		
		Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno
Ciclos	Sul-Americano					Velhas	Paraguaçu	
Carajás	Área Soerguida	Estab.			Transpressão		Estab.	Transpressão
	Erosão				Captura da drenagem nas direções da Neotectônica Soerguimento lento da Serra dos Carajás Superimposição dos rios Parauapebas e Itacaiúnas Captura, pela estruturação antiga dos principais tributários dos rios Itacaiúnas e Parauapebas nas áreas soerguidas			Cavalgamentos N-S
Tiracambu	Área Abatida	Estab.			Transpressão		Estab.	Transtensão
	Sedimentação (F. Ipixuna)				Soerguimento lento da serra do Tiracambu Dobramentos e cavalgamentos com eixos para NE-SW e ENE-WSW Falhas normais NW-SE Sedimentação, nas áreas mais rebaixadas, dos depósitos cronocorrelatos ao Pirabas/Barreiras			Segunda geração de falhas normais NW-SE formando grábens e hemi-grábens Falhas normais N-S

LATERITIZAÇÕES

	Perfil Laterítico Imaturo
	Perfil Laterítico Maduro

* Quadro fora de escala.

Figura 6.1 - Quadro comparativo mostrando os traços gerais das evoluções das áreas estudadas



LEGENDA






	Sedimentos da Bacia do Grajaú	LATERITIZAÇÕES	
	Sedimentos da Bacia do Parnaíba		
	Embasamento Pré-Cambriano		Perfil Laterítico Imaturo
			Perfil Laterítico Maduro

Figura 6.2 - Perfis esquemáticos na direção NE-SW, mostrando as situações das áreas estudadas: (a) no Cretáceo Superior - Terciário Médio; (b) no Terciário Superior (Mioceno - Plioceno); e (c) no Quaternário (Pleistoceno - Holoceno).

7- CONCLUSÕES

As pesquisas com ênfase na geomorfologia estrutural nas regiões da Serra dos Carajás e da Serra do Tiracambú, permitiram alcançar as seguintes conclusões:

Na região da Serra dos Carajás, destaca-se que:

- a. foram identificados os seguintes sistemas de relevo: Planícies Fluviais, Colinoso, de Morros com Encostas Suavizadas, de Morrotes, de Morros e de Serras, com suas variações morfológicas, em um total de 27 grupos de formas, além de feições subordinadas e Relevos de Transição; e os padrões de drenagem: Subdendrítico, Treliça Subtreliça, Treliça Direcional e Treliça de Falha (variações do Treliça), Angulato, bem como as variações anômalas do padrão Subdendrítico, Subdendrítico com Influência de Treliça e Subdendrítico com Enclave Radial-Anular;
- b. a estruturação neotectônica corresponde a um segmento transpressivo entre dois feixes de falhas transcorrentes orientados preferencialmente na direção E-W;
- c. o sistema de drenagem original, orientado nas direções N-S e NNE-SSW, foi capturado pelas falhas mais novas, de direções E-W, NE-SW e NW-SE, que passaram a controlar os baixos cursos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tapirapé, extensos segmentos dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, e de seus tributários, bem como promoveram o aparecimento de anomalias de drenagem em arcos e cotovelos, e a linearidade e paralelismo dos rios;
- d. as falhas normais, de direção N-S, controlam extensos trechos retilíneos dos rios principais e respondem pela superimposição destes nesta direção refletidos em *gaps* dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, e em seu afluente, o rio Verde. Tratam-se de falhas relacionadas a reativações no Mesozóico, de zonas de cisalhamento responsáveis pela estruturação do Cinturão Araguaia, e que condicionaram a instalação da bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia, da qual faz parte o sistema de drenagem da área pesquisada;
- e. com o soerguimento da área e a exumação da estruturação WNW-ESE e NW-SE refletida, principalmente, no relevo serrano, este passa, então, a funcionar como um divisor de águas (exceto pelos vales superimpostos), interrompendo o controle da drenagem pela estruturação neotectônica;
- f. Apesar da superimposição dos rios principais, o aumento do gradiente topográfico, causado pelo soerguimento da área, restringiu drasticamente as áreas de

desenvolvimento de planícies fluviais, as quais praticamente desapareceram no relevo serrano. Apenas nas áreas mais abatidas, na porção norte da área, ao longo dos baixos cursos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tapirapé, as planícies fluviais estão bem desenvolvidas;

g. nas áreas soerguidas a drenagem secundária foi capturada pela estruturas antigas de direções NW-SE e WNW-ESE, com o aprofundamento dos vales dos afluentes principais (rio Cinzento, riacho Águas Claras, rio Azul e igarapé Gelado, tributários dos rios Itacaiúnas e Parauapebas) nestas direções, e o desenvolvimento de ravinamentos;

h. nas serras de topo chato que sustentam o corpo principal da Serra dos Carajás, a dissecação promovida pela drenagem, cujo padrão é o Subdendrítico com Influência de Treliça, permitiu a formação de vales e ravinamentos menores nas direções N-S, NNW-SSE, NNE-SSW e E-W, que se vinculam às estruturas neotectônicas. Porém, os vales mais importantes ainda obedecem a orientação das estruturas pré-cambrianas, de direções NW-SE e WNW-ESE;

i. o alinhamento geral dos sistemas de relevo é para WNW-ESE e NW-SE e coincide com a orientação das estruturas pré-cambrianas, evidenciando sua importância na esculturação da paisagem;

j. o controle dos sistemas de relevo pelas estruturas antigas é realçado, nos limites entre os sistemas estruturais, onde a anisotropia é mais acentuada devido ao desenvolvimento penetrativo das estruturas, pela presença de serras alongados e de cristas alinhadas. Por exemplo, a Falha Carajás, que limita a parte nordeste da Serra dos Carajás, é marcada tanto por feições negativas de relevo e alinhamentos de drenagem, quanto feições positivas, no caso, representadas pelas serras alongadas e cristas alinhadas da Serra do Rabo;

k. o controle neotectônico no relevo ocorre relacionado às unidades litológicas mais novas, a exemplo dos Granitos anorogênicos e vulcânicas básicas, condicionando a orientação dos morros alongados associados a estas litologias, que obedecem às direções gerais NE-SW e NW-SE. Este controle, porém, é subordinado às linhas gerais do relevo, promovendo, apenas, a dissecação interna dos sistemas que, em um nível mais amplo, obedecem ao controle mais antigo, refletido na sua distribuição;

Pode-se concluir, portanto, que:

- Na região da Serra dos Carajás predominam sistemas de relevo que evoluíram

a partir de erosão diferencial, atuando em unidades geológicas dispostas lado-a-lado, com mergulhos sub-verticais com características de rigidez e friabilidade distintas entre si, resultando na exumação da estruturação pré-cambriana.

- Tal situação se reflete na distribuição dos sistemas de relevo, que se orientam preferencialmente paralelos à estruturação impressa no substrato rochoso, no caso, nas direções NW-SE e WNW-ESE.

- Essa estruturação, nas áreas soerguidas, promoveu também a captura dos sistemas de drenagem.

- As estruturas decorrentes dos movimentos tectônicos recentes, controlaram, apenas, a dissecação interna dos sistemas de relevo, refletida, principalmente, na drenagem associada às regiões mais abatidas.

- As feições morfológicas mais importantes diretamente ligadas à estruturação mais nova, no caso, as discontinuidades de direções E-W, NE-SW, N-S e NW-SE, são: os *watergaps* dos rios principais (Itacaiúnas, Parauapebas e Verde) cortando, de maneira discordante (N-S), o relevo serrano, voltado para NW-SE e WNW-ESE; as diversas anomalias de drenagem que modificam o sistema de drenagem nas áreas deprimidas, à exemplo de meandros, segmentos retilíneos e paralelismo de rios; o controle na distribuição das planícies fluviais do rios principais por segmentos retilíneos associados a lineamentos indiferenciados; e o alinhamento de alguns sistemas de relevos residuais nas direções NE-SW e NW-SE, que, de maneira geral, são fatores subordinados à estruturação geral (NW-SE e WNW-ESE) refletida na distribuição dos sistemas de relevo.

- Trata-se, portanto, de um sistema de relevo de derivação morfoestrutural.

Quanto à Serra do Tiracambú pode-se destacar que:

- a. foram identificados os sistemas de relevo: Planícies Fluviais, Colinoso, de Morros com Encostas Suavizadas, de Morrotes, de Morros e de Serras, com suas variações morfológicas, em um total de 20 grupos de formas, além de feições subordinadas e Relevos de Transição; e os padrões de drenagem: Subdendrítico, Angulato, Anelar, Pinado, Radial, Subtreliça e Treliça Direcional (variações do Treliça);
- b. há dois conjuntos de estruturas decorrentes de pulsos tectônicos: transpressivo, que gerou dobras e cavalgamentos com direções NE-SW e ENE-WSW; e transtensivo que formou grábens e hemi-grabens NW-SE, que afetaram a área, respectivamente, no

Mioceno-Plioceno e no Pleistoceno-Holoceno. Essa deformação vincula-se à ação de um binário dextral E-W que responde pelo quadro neotectônico intraplaca. Foram identificadas, ainda, outras estruturas mais jovens correspondentes a falhas transcorrentes de direções NE-SW, com várias delas constituindo reativações de falhas transcorrentes do Terciário Superior; e falhas normais N-S e NNW-SSE, que controlam fortemente a dissecação do relevo colinoso;

c. as dobras são suaves, muito abertas, preconizando um padrão do tipo kink, com as camadas mergulhando suavemente para NW, interrompida por patamares monoclinais, que se refletem na topografia principalmente pela ondulação dos topos do relevo de serras;

d. a continuidade dos topos não é mantida na direção NW-SE, e as serras conformam, então, feições cuestiformes divergentes e convergentes, com caimentos muito suaves, quase horizontais, que refletem os segmentos das dobras;

e. no interflúvio Gurupizinho-Gurupi-Bananal a dissecação destacou o padrão semi-circular, característico de dobras, tanto no arranjo da drenagem, que apresenta um padrão Anelar, quanto no relevo que preserva, no relevo de serras, a feição de uma antiforma individualizada pela distribuição das mesas residuais;

f. os segmentos retilíneos de drenagem de direção NE-SW que ocorrem ao longo do rio Capim, Córrego Novo e rio do Sonho, e são marcados por assimetria entre seus tributários das margens opostas, e desnivelamentos topográficos marcados por escarpamentos retilíneos, são interpretados como cavalgamentos e retrocavalgamentos;

g. a inversão positiva do relevo é bem marcada pelos desnivelamentos do topo das serras, que acompanham as dobras e cavalgamentos NE-SW do substrato rochoso. O soerguimento progressivo para sudeste fica ainda mais evidenciado pela variação da altitude entre as linhas de talvegue dos grandes rios, que aumentam de noroeste para sudeste, e pela presença constante de vales suspensos;

h. os grábens e hemi-grábens de direção NW-SE são caracterizados por segmentos retilíneos de drenagem com assimetria entre seus tributários de margens opostas e associados a desnivelamentos topográficos marcados por escarpamentos retilíneos ao longo dos rios Cauaxi, Bananal e Ararandeuá. São característicos também bloqueios de drenagem ao longo dos cursos dos rios principais, marcados por alargamentos da

planície fluvial (rio Gurupi), formação de lagos marginais (rio Capim) e migração de meandros (rios Capim e Gurupi) controlados por lineamentos de direções NW-SE, NNW-SSE e N-S (interpretados como falhas normais), e NE-SW, NNE-SSW e E-W, interpretados como transcorrências.

i. a influência dos elementos estruturais de direções E-W, NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE, derivados da ação do conjugado direcional dextral E-W e seus sistemas transpressivos e transtensivos, é evidente no controle das direções preferenciais de aprofundamento das ravinas, bem como no controle do recuo das escarpas e anomalias de drenagem. Estes elementos estruturais atuam em toda área, porém, comparando-se a distribuição dos lineamentos de drenagem e dos alinhamentos de relevo existem áreas onde estas formam trends.

Disto, pode-se concluir que:

- Em Tiracambú, de maneira distinta de Carajás, a distribuição dos sistemas de relevo é controlada apenas pelo recuo das encostas e escarpamentos e pelo desenvolvimento e aprofundamento de ravinamentos que, por sua vez, assim como a disposição da rede de drenagem, obedecem ao controle das estruturas neotectônicas.

- A análise dos traços gerais do relevo e da drenagem sugere uma evolução da paisagem em que os movimentos tectônicos recentes funcionaram como um fator preponderante.

- Estas características implicam em um modelo de evolução geomorfológica do tipo morfotectônica.

A comparação entre as duas áreas torna evidente que as naturezas distintas dos arcabouços litoestruturais de seus substratos foi o fator preponderante para que a evolução de suas paisagens ocorresse de maneira diferenciada.

Deste modo, a presença, ou ausência, de anisotropias, impressas nestes substratos por movimentos tectônicos pretéritos, aliada às diferenças intrínsecas entre os tipos litológicos ocorrentes nas áreas estudadas, concorreram para que as respostas destes substratos aos processos de esculturação do relevo fossem diferentes.

Assim tem-se, na Serra dos Carajás, um relevo de evolução morfoestrutural, e, na Serra do Tiracambú, um relevo de evolução morfotectônica. Estas evoluções distintas estão refletidas nas características de seus sistemas de drenagem e relevo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. - 1967 - Domínios Morfoclimáticos no Brasil. Orientação, São Paulo, 3:45-48.
- AB'SABER, A. N. - 1986- Geomorfologia da Região. In: Carajás : Desafio Político, Ecologia e Desenvolvimento. São Paulo. Brasiliense (Brasília, DF), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 88-124.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. - 1991 - Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A, Estado do Pará - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, DNPM/CPRM, Brasília, 164p, il.
- ARAÚJO, O. J. B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J. R. de; SILVA NETO, CS; COSTA, E.J. de S.; SANTOS,A.; PENA FILHO, J.I.C; NEVES, A. P.; COSTA, J.B.S. & JOÃO,X.S.J - 1994 - Primeira Integração das Investigações Geológicas do Programa Grande Carajás na Região SSE do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, SBG/NO , Belém , Anais , p. 299-301.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM -DGM, Bol. n. 241.
- AZEVEDO, L. G.; TUYAMA, V. & CUNHA, J.C.J - 1973 - Uso Potencial da Terra da Folha SB.23-TERESINA, e parte da Folha SB.24-JAGUARIBE, Projeto RADAMBRASIL, v.2, Parte V, 25p.
- BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S. & PINTO, M.N. - 1973 - Geomorfologia da Folha SB.23-TERESINA, e parte da Folha SB.24-JAGUARIBE, Projeto RADAMBRASIL, v.2, Parte II, 24p.
- BASHENINA, N.V.; ARISTARKHOVA, L.B.; LUKASHOV,A.A. - 1972 - Methods Of Morphostructural Analysis in Geomorphological Mapping. In: Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Academia. Prague (Ed. Jaromir Demek) 343p.
- BEMERGUY, R.L. - 1997 - Morfotectônica e Evolução Paleogeográfica da Região da Calha do Rio Amazonas. Tese de Doutorado, UFPA/CG/CPGG, 197p.
- BEMERGUY, R.L.; ESPÍRITO SANTO, C.V. & COSTA, J.B.S. - 1997- O Controle Tectono-Estrutural do Relevo na Região da Província Mineral de Carajás, Sudeste do Estado do Pará - In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis-GO, SBG-Núcleo Brasília, UNB-IG, p.145-146.

- BOAVENTURA, R. S.; RENNÓ, C.V.; MARITA, C.; FRANCO, E.M.S.;BOAVENTURA, F.M.C.;D'ÁVILA, L.M.; VENTURA, L.M. - 1974 - Geomorfologia da Folha SB-22-Araguaia e parte da SC-22-Tocantins . In: Projeto RADAM. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, V-4 , III / 3 - II / 30.
- BORGES, M.S.; COSTA; J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L. & HASUI, Y. - 1995 - Evolução Neotectônica da Região Nordeste do Estado do Pará. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Boletim de Resumos Expandidos, Gramado-RS, SBG- Núcleo RS, CPGQ/UFRGS, P.421.
- BORGES, M.S.; COSTA; J.B.S.; FERNANDES, J.M.G. & BEMERGUY, R.L - 1997 - Instalação e Inversão da Bacia do Capim - In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Anais. Pirenópolis-GO, p.134-135.
- BRAUN, O.P.G. - 1971 - Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. In: Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 32(3):3-39.
- BROWN, E.H. - 1968 - Planation Surface - In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hulchinson & Koss, Inc., Pensylvania.. p. 856.
- BULL, W.B. & WALLACE, R.E. -1985 - Tectonic Geomorphology (Penrose Conference Report). Geology, 13, p.216.
- CAVALCANTE, L.M. & BORGES, M.S.- 1999 - Aspectos Morfológicos e Neotectônicos da Folha Guaramandi, Arredores da Serra do Tiracambú. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7 & Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Anais, Sessão 4, p. 67.
- COOKE, R. U. & DOORNKAMP, J.C. - 1974 - Geomorfology in Enviromental Management Claredon Press. Oxford, 405 p.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y - 1991 - O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. In: : Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, Boletim de Resumos Expandidos, UNESP-SBG, p.142-143.
- COSTA, J.B.S; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M. S. & HASUI, Y. - 1991- O Quadro Tectônico Regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3; Belém, Pará. Anais, p.166-178.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO,X.S.J; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS,A.; PENA FILHO, J.I.C & NEVES, A. P. - 1994 - Panorama

- Tectono- Estrutural da Região Sudeste do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Pará. Boletim de Resumos Expandidos. SBG/NO, p.314-317.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JOÃO, X.S.J.; MACAMBIRA, E.M.B. & LAFON, J.M. - 1995 - A província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. In: Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi, Vol. 7, p.199-235.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; ROZAL, E.O. & SANTO, C.V.E. - 1996a - O Quadro Neotectônico do Interflúvio Xingu-Araguaia, Sudeste do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém. SBG/NO, Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, p.249-296.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G - 1996 b- - Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos; Geomorfológicos e Depositionais. In: GEONOMOS - Revista de Geociências, Vol. 4, Belo Horizonte, UFMG.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. - 1997a - O Fanerozóico da Amazônia Brasileira - In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis- GO, SBG- Núcleo Brasília, UNB-IG, p.42-44.
- COSTA, J.B.S & HASUI, Y. -1997b- Evolução Geológica da Amazônia. In: Contribuições à Geologia da Amazônia (Coord. COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R. S.), Belém, FINEP/SBG, 2:15-90.
- COSTA, M.L. - 1991 - Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. In: Revista Brasileira de Geociências, 21(2): 146-160.
- DEFFONTAINES, B. - 1990 - Developpement d'une Methodologie Morphoneotectonique Et Morphostructurale. Diplome de Doctorat de L'universite Paris VI. Departement de Geotectonique. Universite Pierre et Marie Curie. 214p.
- DEFFONTAINES, B. & CHOROWICS, J. 1991. Principles of Drainage Basin Analysis from Multisource Data: Application to the Structural Analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics. 194: 237-263.

- DEMEK, J. - 1972 - Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Academia. Prague. International Geographical Union. Commission on Geomorphological Survey and Mapping, 343p.
- ESPÍRITO SANTO, C.V. - 1996 - Mapa Geomorfológico na Área do Interflúvio Xingu-Araguaia. Trabalho de Conclusão de Curso. UFPA/CG/DGL. 68p., il.
- ESPÍRITO SANTO, C.V. & BEMERGUY, R.L. - 1995 - Mapa Geomorfológico do Interflúvio Xingu-Araguaia. In: Seminário de Iniciação Científica, 6. Seção Poster, UFPA/PROPEP/CNPQ.
- ESPÍRITO SANTO, C.V.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S. & BORGES, M.S. - 1999 - Serra do Tiracambú - Um Exemplo de Relevo Morfotectônico em Área Transpressiva do Terciário Inferior, sob um Regime Holocênico Transtensivo. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7 & Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Anais, Sessão 4, p.9.
- FAIRBRIDGE, R.W. - 1968 - Morphotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hutchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p. 733-736.
- FANIRAN, A & JEJE, L.K. -1983 - Humid Tropical Geomorphology. A Study Of The Geomorphological Processes And Landforms In Warm Humid Climates. London. 414p.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOWENSTEIN, P.; SILVA, D.S. & SILVA, G.G. - 1971 - Contribuição à Geologia da Folha SA.23 - São Luís no Estado do Pará. Belém. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Geologia. N.17, 48p.
- GARDINER, V & DACKOMBE, R. - 1987 - Geomorphological Field Manual. Allen & Unwin. London. 254p.
- GERASIMOV, I.P.; MESCHERIKOV, J.A. - 1968 - Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hutchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p.731-732.
- GÓES, A.M. - 1995 - A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. São Paulo, 171p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências - USP).
- GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M. - 1996 - Bacias Sedimentares da Província Sedimentar do Meio Norte do Brasil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Bol. de Res. Exp. , p.186-187.

- GUERRA, A.T. - 1979 - Dicionário Geológico- Geomorfológico - IBGE, Rio de Janeiro, 448p. il.
- HASUY, Y. - 1990 - Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. Belo Horizonte. SBG, Boletim, n.11, p.1-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.& SCHOBENHAUS, C - 1984 - Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. In: Symposium Amazônico, 2, Anais, Manaus, DNPM, 1:129-147.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.& COSTA, J.B.S - 1993 - A megaestruturação Pré-Cambriana do Território Brasileiro, com dados Geofísicos e Geológicos. São Paulo, EDUNESP, Geociências, v.12, n.1, p.1-23.
- HASUI, Y - 1996 - Evolução Geológica da Amazônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, SBG/NO, Belém. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, p.31-34.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S - 1996 - Neotectonica. Fundamentos Métodos e Técnicas de Análise - In: Simpósio de Geologia da Amazônia, V, SBG- Núcleo Norte, Belém. Notas de Curso.20p.
- HIRATA, W. K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K. CORDEIRO, A.A.C. & MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: I Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais , Belém , p. 100 - 108.
- HOWARD, A.D. - 1967 - Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. Am. Petroleum Geologists Bull, v.51, p.2246-2259.
- JUPIASSÚ, A.M.S.; VELOSO, H.P. & LEITE, P.F. - 1973 - As Regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos - Estudos Fitogeográficos da Folha SB.23 - TERESINA e parte da Folha SB.24-JAGUARIBE, Projeto RADAMBRASIL, v.2, parte IV, 100p.
- KING, L.C. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. In: Revista Brasileira de Geografia, ano XVII, Nº 2, p. 3-121. Rio de Janeiro.
- KING, L.C. - 1968 - Pediplanation - In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hulchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p. 818-820.

- LIMA, M.I.C. - 1995 - Metodologia de Interpretação Radargeológica: Exemplo da Sinéclise do Parnaíba e de seu Embasamento - Tese de Doutorado, UFPA/CG/CPGG, vols. 1 e 2, 283p. il.
- MAMEDE, L.; ROSS, J.L.S; SANTOS, L.M. dos - 1981 - Geomorfologia da Folha SC-22-Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM. Vol. 22, 22/197.
- MESCHERIKOV, Y.A. - 1968a - Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hulchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p. 768-772.
- MESCHERIKOV, Y.A. - 1968b - Plains. In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) - The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III Dowden, Hulchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p. 850-855.
- NUNES, A. de B. ; LIMA, R.F. da F. & FILHO, C.N.B. - 1973 - Geologia da Folha SB.23 - TERESINA e parte da Folha SB.24-JAGUARIBE, In: Projeto RADAMBRASIL, v.2, parte I, 33p.
- OLIVEIRA, J.R. de; SILVA NETO, CS & COSTA, E.J. de S. - 1994 - Serra Pelada, Folha SB-22-X-C, Estado do Pará - In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, DNPM/CPRM, Brasília, 236p, il.
- PANIZZA,M; CASTALDINI,D; BOLLETTINARI,G.; CARTON, A & MANTOVANI, F - 1987 - Neotectonic Research in Applied Geomorphological Studies – Zeitschrift Für Geomorphologie - N.F., suppl - Bd.63; Berlin - Stuttgart; p.173-211.
- PASSOS, E. & BIGARELLA, J.J - 1998 - Superfícies de Erosão. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, J.T. (Coord.) - Geomorfologia do Brasil - Rio de Janeiro. Ed. Bertrand Brasil, p.107-142.
- PAVLIDES, S.P. - 1989 - Looking for a Definition of Neotectonics. Terra News, 1:(3)p.233-235.
- PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A. de, NETO, A.G.P.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - O Conceito de Sistemas de Relevo Aplicado ao Mapeamento Geomorfológico do Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 2. Rio Claro. Atas. V (2):253-262.
- ROSATELLI, J.S.; VIEIRA, L.S.; ARAÚJO, J.V.; ARAÚJO, M.P. de; SOMMER, S. - 1974 - Pedologia. Levantamento Exploratório de Solos. Folha SB-22 Araguaia e parte da Folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM. Vol. 4.

- SAADI, A. 1991 - Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais. Tese para Admissão ao Cargo de Professor Titular; IGC/UFMG, 300p.
- SAADI, A. - 1993 - Neotectônica Da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretação Preliminares. In: GEONOMOS - Rev. de Geociências, v.1, n.1, nov. pl.15.
- SANTOS, M.C.S.R. - 1976 - Convenções Geomorfológicas. In: Pires Neto, AG. (elab.) - Inventário de Estudos Geomorfológicos Desenvolvidos pelo Agrupamento de Geologia Geral. IPT - São Paulo, 1:27-49.
- SCHEIDEGGER, A.E. & AL, N.S. - 1986 - Tectonic Processes and Geomorphological Design. In: Tectonophysics, 126, p.285-300.
- SILVA, C.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R. S. & GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da Folha SB-22 Araguaia e Parte da Folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM, Vol. 4, 1:1-143.
- SILVA, C.L. - 1997 - Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Mogi- Guaçu: Região de Piraçununga. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 169p., il.
- SOARES, PC. & FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. In: Notas Geomorfológicas, Campinas, São Paulo. 16(32):71-104.
- SOMMER, S.; ARAÚJO, M.P.; MARTINS, J.S. & CORRÊA, P.R.S. - 1973 - Levantamentos Exploratórios de Solos da Folha SB.23 - TERESINA e parte da Folha SB.24-JAGUARIBE. In: Projeto RADAMBRASIL, v.2, parte III, 133p.
- STEWART, J.S. & HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: Continental Deformation. (Ed. HANCOCK, P.L.) Oxford. Pergamon Press. 18:370-408.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms. Longman Scientific & Technical. 537p.
- SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; LEPRUN, J.C.; SERVANT, M.; TURCQ, B.; FOURNIER, M.; DELAUNE, M.; SIFEDDINE, A. - 1991 - The Quaternary Lacustrine Deposits of The Serra dos Carajás (State of Pará, Brazil). Ages and Other Preliminary Results. In: Bol. IG-USP, Publ. Esp., 8:223-243.
- TRICART -1972 - Cartographie Geomorphologique. Travaux De La R.C.P. 77-Memoires Et Documents du Service de Documentation et de Cartographie Geographiques - vol 12 - Editora du Centre National de La Recherche Scientifique, Paris. 263p.

- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & SCHELLMANN, W - 1991 - Composition and Origin of the Clay Cover on North Brazilian Laterites. Geol. Rundschau, 80(3): 591-610.
- TWIDALE, C.R. - 1968 - Peneplain - In: The Encyclopedia Of Geomorphology. Encyclopedia Of Earth Science Series, v. III (ed. by R.W. Fairbridge) Dowden, Hulchinson & Koss, Inc. Pennsylvania. p. 821- 822.
- VELOSO, H.P.; JUPIASSÚ, A.M.S.; FILHO, L.G. & LEITE, P.F. - 1974 - As Regiões Fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Estudo Fitogeográfico. Folha SB-22 Araguaia e parte da Folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM. Vol. 4.