



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

**“COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA DO INTERFLÚVIO  
SOLIMÕES-NEGRO.”**

TESE APRESENTADA POR


**PEDRO EDSON LEAL BEZERRA**

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

Data de Aprovação: **26/11/2003**

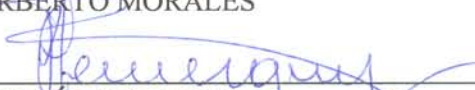
**Comitê de Tese**

  
\_\_\_\_\_  
MAURICIO DA SILVA BORGES (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
YOCITERU HASUI

  
\_\_\_\_\_  
ALBERTO PIO FIORI

  
\_\_\_\_\_  
NORBERTO MORALES

  
\_\_\_\_\_  
RUTH LEÁ BEMERGUY

Belém

## AGRADECIMENTOS

Agradeço às seguintes pessoas e instituições sem o auxílio das quais não teria sido possível a conclusão da pesquisa aqui percorrida:

- Ao IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- , instituição com quem mantenho vínculo empregatício, e que, dessa forma, forneceu os meios materiais e financeiros para a realização desta tese.
- Agradecimentos especiais são devidos ao Dr. Trento Natali Filho que, durante sua gestão como Diretor de Geociências do IBGE, permitiu a liberação das informações constantes no Banco de Dados de Recursos Naturais do projeto SIVAM (Sistema de Vigilância da Amazônia), bem como, por ter facultado a utilização dos equipamentos e instalações da instituição em Belém durante todas as fases da pesquisa.
- Aos Profs. Drs. Maurício da Silva Borges e João Batista Sena Costa pela orientação dispensada durante a realização do trabalho;
- Aos Profs. Drs. Valdir Renato Paradella, Antônio Viseu de Lima Pinheiro e Ruthléa Bemerguy que, como membros do Comitê do Exame de Qualificação ao Doutorado, apresentaram valiosas sugestões para o direcionamento final da pesquisa e elaboração da Tese.
- À FINEP-FNDCT-PETROBRÁS que, através do Projeto PROEME – “O Papel do Embasamento Pré-Cambriano no Desenvolvimento de Sistemas de Rifts Mesozóicos e Evolução Paleogeográfica do Litoral Norte do Brasil” , forneceram os meios financeiros para a impressão das 12 cópias do texto e dos mapas entregues à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências da UFPa.
- À Geógrafa MSc. Maria Denise Ribeiro Bacelar, do IBGE-PA, pelo auxílio na edição e formatação final do texto;
- Ao Geólogo e Pesquisador do IBGE-PA, Francisco Armando de Jesus Fonseca Coelho, serei eternamente agradecido por sua participação nos trabalhos e campo, sem a qual dificilmente alcançariam o grau de qualidade e os bons resultados obtidos.
- À equipe de Geologia do IBGE-PA, nas pessoas dos geólogos Dr. Mário Ivan Cardoso de Lima, Francisco Armando de Jesus Fonseca Coelho e Luiz Otávio Guimarães Penálber agradeço pelas constantes sugestões e proveitosas discussões ao longo da pesquisa.

- Ao Eng. Agrônomo e Pedólogo João Viana Araújo do CISCEA/SIVAM, e à geóloga Carmelita Maria Pitthon Pereira Gatto, do IBGE-Ba, pela revisão da ortografia e gramática realizada sobre o texto da tese.
- Ao Prof. Dr. Lucas V. Barros, Chefe do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, pelo fornecimento das informações sobre os eventos sísmicos registrados na área e adjacências, bem como pelo encaminhamento de cópias de diversos trabalhos sobre sismologia e campo de *stress* em regiões intraplaca.
- A Maria do Socorro Forte Xavier, Assistente da Divisão de Geociências do Norte do IBGE, pelo auxílio prestado nos trabalhos de gabinete, e pelo incentivo em todas as etapas da pesquisa.
- A Luiz Fernando Machado de Oliveira e Souza, Afonso Rabello Chaves e Andréa Miranda Freitas Leitão da CISCEA/SIVAM, pelo constante apoio no que se refere às consultas ao Banco de Dados de Recursos Naturais do projeto SIVAM.
- À Anna Lúcia Barreto da Silva pelo fornecimento da base cartográfica da Folha SA.20- Manaus em meio digital.
- À Maria Dilma, Adriana e Pedro Henrique, respectivamente, esposa e filhos, pelo constante incentivo e pela compreensão quando, por muitas vezes, tive que me afastar do convívio de todos, inclusive durante os finais de semana, feriados e em muitas horas noturnas, no esforço de redação desta tese.
- A meus pais, Francisco Lopes Bezerra (In Memoriam) e Elza Leal Bezerra, por terem proporcionado os meios que me permitiram ser um Geólogo.

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

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	i
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
<b>RESUMO</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	5
1.1. APRESENTAÇÃO.....	5
1.2. A ÁREA DE PESQUISA.....	6
1.3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	11
<b>2. METODOLOGIA</b> .....	14
2.1. MATERIAL UTILIZADO.....	14
2.2. ESTUDOS PRELIMINARES.....	16
2.3. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL.....	16
<b>2.3.1. Mapeamento e Análise das Bacias de Drenagem (catchments)</b> .....	20
2.3.1.1. Caracterização da Drenagem.....	21
2.3.1.1.1. Delimitação das Sub-bacias Coletoras.....	21
2.3.1.1.2. Hierarquização da Rede de Drenagem.....	22
2.3.1.1.3. Caracterização dos Canais de Drenagem.....	24
2.3.1.1.3.1. Tipos de Canais de Drenagem.....	24
2.3.1.1.3.2. Condicionamento à Estrutura Geológica.....	25
2.3.1.1.3.3. Anomalias Associadas ao Canal de Drenagem.....	27
2.3.1.1.4. Caracterização dos Padrões de Drenagem.....	28
2.3.1.1.5. Simetria ou Assimetria da Bacia.....	35
2.3.1.1.6. Linearidade dos Canais de Drenagem.....	36
2.3.1.2. Interpretação Estrutural da Drenagem.....	40

2.3.1.2.1. <i>Drenagem Controlada por Sistemas de Fraturas</i> .....	41
2.3.1.2.2. <i>Drenagens Controladas por Estruturas com Movimentos Verticais</i> .....	42
2.3.1.2.2.1. Controles Sobre o Padrão de Drenagem.....	43
2.3.1.2.2.2. Controles Sobre o Padrão do Canal.....	45
2.3.1.2.2.3. Mudanças nas Fácies Sedimentares.....	54
2.3.1.2.2.4. Captura de Rios.....	55
2.3.1.2.3. <i>Drenagens Controladas por Estruturas com Movimentação Horizontal ou Direcional</i> .....	56
<b>2.3.2. Análise dos Landforms Tectônicos</b> .....	58
2.4. VIAGEM DE CAMPO.....	63
2.5. REAVALIAÇÃO DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO....	64
2.6. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA.....	66
<b>3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CENOZÓICO</b> .....	69
3.1. FORMAÇÃO SOLIMÕES.....	71
3.2. FORMAÇÃO IÇÁ.....	77
<b>3.2.1. Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro</b> .....	86
3.3. TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS.....	90
3.4. COBERTURAS ARENOSAS INTERFLUVIAIS.....	93
3.5. ALUVIÕES HOLOCÊNICAS.....	94
<b>3.5.1. Aluviões em Terraços Holocênicos</b> .....	95
<b>3.5.2. Aluviões Fluviolacustres</b> .....	97
<b>3.5.3. Aluviões Fluviais</b> .....	99
3.5.3.1. Depósitos de Barras Longitudinais.....	99
3.5.3.2. Depósitos de Barra em Pontal.....	100
3.5.3.3. Depósitos de Transbordamento.....	101
<b>4. CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO</b> .....	102
4.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	102
4.2. BASES CONCEITUAIS.....	105
4.3. SISTEMAS DE RELEVO.....	111

<b>4.3.1. Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Avançada.....</b>	<b>112</b>
4.3.1.1. Sistema Rio Juruá – Rio Purus.....	112
<b>4.3.2. Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem em Desenvolvimento</b>	<b>117</b>
4.3.2.1. Sistema Rio Purus – Rio Madeira.....	117
4.3.2.2. Sistema Rio Piorini – Rio Unini.....	118
4.3.2.3. Sistema Rio Solimões – Rio Piorini.....	119
4.3.2.4. Sistema Rio Negro – Rio Japurá.....	120
<b>4.3.3. Planos e Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Inicial.....</b>	<b>120</b>
4.3.3.1. Sistema Rio Branco - Rio Negro.....	120
<b>4.3.4. Planos e Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Composta.....</b>	<b>121</b>
4.3.4.1. Sistema Rio Cuiuni – Rio Urubaxi.....	121
<b>4.3.5. Sistemas de Terraços Dissecados.....</b>	<b>122</b>
<b>4.3.6. Sistemas de Planícies Fluviais e Fluviolacustres.....</b>	<b>123</b>
<b>4.3.7. Sistemas de Acumulação em Terraços Holocênicos.....</b>	<b>123</b>
<b>5. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL.....</b>	<b>124</b>
5.1. INTRODUÇÃO.....	124
5.2. BACIA DO RIO SOLIMÕES.....	125
<b>5.2.1. Trecho Foz do Rio Juruá – Inflexão de Coari.....</b>	<b>127</b>
5.2.1.1. A Calha do Rio Solimões.....	127
5.2.1.2. Sub-bacia do Rio Japurá.....	130
5.2.1.3. Sub-bacia do Rio Urumutum.....	133
5.2.1.4. Sub-bacias da Margem Direita.....	134
<b>5.2.2. Trecho Inflexão de Coari – Codajás.....</b>	<b>134</b>
5.2.2.1. A Calha do Rio Solimões.....	134
5.2.2.2. Sub-bacia do Rio Piorini.....	137
5.2.2.3. Sub-bacia do Rio Badajós.....	138
<b>5.2.3. Trecho Codajás – Manacapuru.....</b>	<b>139</b>
5.2.3.1. A Calha do Rio Solimões.....	139
5.2.3.2. Sub-bacia do rio Manacapuru.....	142

<b>5.2.4. Trecho Manacapuru – Manaus.....</b>	<b>144</b>
5.2.4.1. A Calha do Rio Solimões.....	144
5.2.4.2. Sub-bacia do Rio Castanho.....	145
<b>5.3. BACIA DO RIO NEGRO.....</b>	<b>147</b>
<b>5.3.1. Trecho Foz do Rio Cauaburi – Foz do Rio Padauari.....</b>	<b>148</b>
5.3.1.1. A Calha do Rio Negro.....	148
5.3.1.2. Sub-bacia do Rio Téa.....	149
5.3.1.3. Sub-bacia do Rio Uneiuxi.....	154
5.3.1.4. Sub-bacia do Rio Aluanã.....	157
5.3.1.5. Sub-bacia do Rio Urubaxi.....	162
5.3.1.6. Sub-bacias da Margem Direita no Trecho Foz do Urubaxi-Foz do Padauari.....	168
5.3.1.7. Sub-bacias da Margem Esquerda.....	168
<b>5.3.2. Trecho Foz do Rio Padauari - Foz do Rio Branco.....</b>	<b>170</b>
5.3.2.1. A Calha do Rio Negro.....	170
5.3.2.2. Sub-bacia do Rio Demini.....	173
5.3.2.3. Sub-bacia do Rio Jufari.....	174
5.3.2.4. Sub-bacia do Rio Branco.....	175
5.3.2.5. Sub-bacia do Rio Ararirá.....	177
5.3.2.6. Sub-bacia do Rio Cuiuni.....	178
5.3.2.7. Sub-bacia do Rio Caurés.....	180
<b>5.3.3. Trecho Foz do Rio Branco – Anavilhanas.....</b>	<b>182</b>
5.3.3.1. A calha do rio Negro.....	182
5.3.3.2. Sub-bacia do rio Unini.....	183
5.3.3.3. Sub-bacia do rio Jaú e Puduari.....	187
<b>5.3.4. Trecho Anavilhanas – Manaus.....</b>	<b>188</b>

<b>6. ANÁLISE MORFOTECTÔNICA.....</b>	<b>190</b>
6.1. INTRODUÇÃO.....	190
6. 2. A NATUREZA DO EMBASAMENTO E A PALEOTECTÔNICA.....	192
<b>6.2.1. O Quadro Arqueano / Proterozóico.....</b>	<b>192</b>
<b>6.2.2. O Quadro Fanerozóico.....</b>	<b>204</b>
6.3. A NEOTECTÔNICA E A TECTÔNICA RESSURGENTE.....	214
<b>6.3.1. Fundamentação Teórica.....</b>	<b>214</b>
<b>6.3.2. O Quadro Atual dos Conhecimentos.....</b>	<b>220</b>
6.4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA.....	228
<b>6.4.1. Compartimento Transpressivo Rio Juruá – Rio Purus.....</b>	<b>228</b>
<b>6.4.2. Compartimento Transcorrente Rio Madeira - Rio Purus.....</b>	<b>232</b>
<b>6.4.3. Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá.....</b>	<b>241</b>
<b>6.4.4. Compartimento Transtensivo Rio Negro – Rio Solimões.....</b>	<b>248</b>
<b>6.4.5. Compartimento Transtensivo Rio Branco – Rio Negro.....</b>	<b>257</b>
<b>7. O QUADRO MORFOTECTÔNICO E A SISMICIDADE.....</b>	<b>270</b>
7.1. SISMO DE MANAUS – 29/01/1885 – N° 1.....	274
7.2. SISMO DE MANAUS – 13/12/1963 – N° 5.....	275
7.3. SISMO DE MANAUS – 02/09/1980 – N° 9.....	276
7.4. SISMOS DE CODAJÁS – 05/08/1983 – N°s 11, 12 e 13.....	276
7.5. SISMO DE BARCELOS – 28/01/1987 – N° 16.....	278
7.6. SISMO DE JUNDIÁ – 08/06/1988 – N° 18.....	278
7.7. SISMO DO RIO CUIUNI – 06/06/1989 – N° 19.....	278
7.8. SISMO AMAZÔNIA – 08/06/1989 – N° 20.....	279
7.9. SISMO DE BALBINA – 27/05/2001 – N° 24.....	279
<b>8. EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA.....</b>	<b>280</b>
<b>9. CONCLUSÕES.....</b>	<b>300</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>304</b>

**ANEXOS**

MAPA GEOLÓGICO

MAPA MORFOTECTÔNICO

MAPA DE DRENAGEM E BACIAS HIDROGRÁFICAS

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Figura 1.1.- Localização da área.....	5
Figura 1.2 - A área da Pesquisa.....	6
Figura 2.1. - Base cartográfica disponível de acordo com o corte internacional na escala 1:250.000.....	15
Figura 2.2 - Exemplo de delimitação das bacias coletoras aplicada ao canal do rio Téa, afluente do rio Negro.....	22
Figura 2.3.- Esquema de ordenamento de canais proposto por Strahler (1952) (ordem de canais) e Schreve (1967) (magnitude de canal).....	23
Figura 2.4.- Classificação dos canais com base no padrão e tipo de carga de sedimento com variáveis associadas.....	25
Figura 2.5.- Classificação de rios segundo seu condicionamento à estrutura geológica.....	26
Figura 2.6a.- Padrões básicos e modificados de drenagem (segundo Howard, 1967).....	37
Figura 2.6b. - Alguns padrões básicos modificados segundo Howard (1967).....	38
Figura 2.7. - Classificação de assimetrias de drenagens segundo Soares et al. (1982).....	39
Figura 2.8.- Representação das feições morfoestruturais.....	41
Figura 2.9. - Exemplos de anomalias de drenagem.....	46
Figura 2.10.- Ajuste de um rio entrelaçado (carga de fundo) a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b), devido a uma falha normal.....	49
Figura 2.11.- Ajuste de um rio entrelaçado a um soerguimento (a) e uma subsidência (b), devido a uma falha inversa transversal ao canal.....	50
Figura 2.12.- Ajuste de um rio meandrante com carga mista a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b) devido à falha normal transversal ao canal.....	51

Figura 2.13. - Ajuste de um rio meandrante com carga suspensa a um soerguimento (a) e uma subsidência (b) associado a uma falha inversa transversal ao canal.....	52
Figura 2.14. - Ajuste de um rio meandrante com carga mista a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b) devidos à falha inversa transversal ao canal.....	53
Figura 2.15. - Efeitos do arqueamento em um sistema de drenagem.....	62
Figura 3.1 - Distribuição das grandes unidades cenozóicas na Amazônia Ocidental.....	75
Figura 3.2. - Aspecto dos vales em forma de “U” desenvolvidos sobre a Formação Içá.....	83
Figura 3.3 - Rede de drenagem em estágio inicial sobre a Formação Içá.....	84
Figura 3.4 - Região do interflúvio Rio Branco-Rio Negro, entre o rio Preto e o rio Xeruíni...	88
Figura 3.5 - Distribuição dos Terraços Pleistocênicos na área pesquisada.....	92
Figura 3.6 - Distribuição das Coberturas Arenosas Interfluviais na área pesquisada.....	93
Figura 3.7. - Deposição aluvionar diferenciada na Planície Solimões-Japurá.....	96
Figura 3.8 - Níveis de Terraços Holocênicos desenvolvidos na margem esquerda do rio Negro.....	97
Figura 3.9 - Região da planície do Solimões a jusante de Tefé.....	98
Figura 3.10 - Barras longitudinais ao longo do canal do rio Negro construindo um padrão de canal entrelaçado.....	100
Figura 3.11 - Depósitos de transbordamento.....	101
Figura 4.1 - Comparação entre a morfogênese em clima úmido e árido a semi-árido, segundo Bigarella & Mazuckowski (1985).....	108
Figura 4.2 - Esquema das relações espaciais existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais de acordo como Bigarella & Mazuckowski (1985).....	109
Figura 4.3 - Diferentes estágios de desenvolvimento da rede de drenagem: (a) Rede de drenagem em estágio avançado; (b) Rede de drenagem em desenvolvimento retangular.....	113

Figura 4.3 - Diferentes estágios de desenvolvimento da rede de drenagem:; (c) Rede de drenagem em desenvolvimento paralelo-retangular-dendrítico; (d) Rede de drenagem com padrão composto amorfo-palimpsesto-lagunado.....	114
Figura 4.3 - Diferentes estágios de desenvolvimento da rede de drenagem:; (e) Rede de drenagem inicial amorfo.....	115
Figura 4.4. Representação esquemática dos sistemas de relevo caracterizados em função do grau de desenvolvimento da rede de drenagem.....	117
Figura 5.1.- Compartimentação fisiográfica do rio Solimões.....	126
Figura 5.2.- Região da calha do rio Solimões no trecho foz do rio Juruá – inflexão de Coari	128
Figura 5.3.- Interpretação morfoestrutural da região da calha do rio Solimões entre a foz do rio Juruá e a inflexão de Coari.....	129
Figura 5.4.- Trecho do rio Japurá.....	131
Figura 5.5.- Calha do rio Solimões no trecho entre a inflexão de Coari e a cidade de Codajás.....	136
Figura 5.6. - Baixo curso dos rios Piorini e Badajós.....	138
Figura 5.7. - Calha do rio Solimões no trecho Codajás-Manacapuru.....	140
Figura 5.8. - Interpretação estrutural da região da calha do Solimões no trecho Codajás Manacapuru.....	141
Figura 5.9. - Baixo curso do rio Manacapuru.....	143
Figura 5.10. - Rio Solimões no trecho Manacapuru-Manaus e rio Negro no baixo curso.....	145
Figura 5.11. - Compartimentação fisiográfica do rio Negro.....	147
Figura 5.12. - Curso do rio Negro no trecho foz do rio Cauaburi-foz do rio Padauari.....	149
Figura 5.13. - Bacia do rio Téa.....	151
Figura 5.14 - Mapa morfoestrutural da bacia do rio Téa.....	152
Figura 5.15 - Interpretação estrutural da bacia do rio Téa.....	154

Figura 5.16. - Bacia do rio Uneiuxi.....	155
Figura 5.17. - Interpretação estrutural da bacia do rio Uneiuxi.....	157
Figura 5.18. - Bacia do rio Aluanã.....	158
Figura 5.19. - Mapa morfoestrutural da bacia do rio Aluanã.....	160
Figura 5.20. - Interpretação estrutural da bacia do rio Aluanã.....	161
Figura 5.21. - Bacia do rio Urubaxi.....	163
Figura 5.22. - Marcas de paleomeandro e paleovales na margem direita do rio Urubaxi.....	164
Figura 5.23. - Interpretação estrutural da bacia do rio Urubaxi.....	166
Figura 5.24. - Região do rio Negro na confluência com o rio Padauari.....	169
Figura 5.25. - Rio Negro região da foz do rio Demini.....	172
Figura 5.26. - Sub-bacia do rio Demini.....	174
Figura 5.27. - Bacia do rio Branco, mostrando padrão de drenagem amorfo.....	176
Figura 5.28. - Região da confluência do rio Branco com o rio Negro.....	177
Figura 5.29. - Imagem TM5 de parte da bacia do rio Ararirá.....	178
Figura 5.30. - Trecho do alto curso do rio Cuiunizinho.....	179
Figura 5.31. - Rio Negro no trecho entre a foz do rio Branco e o Arquipélago de Anavilhanas.....	183
Figura 5.32. - Baixo curso do rio Unini.....	185
Figura 5.33. - Baixo curso dos rio Unini e Jaú.....	186
Figura 5.34. - Parte das bacias dos rios Carabinani, Puduari e Manacapuru.....	189
Figura 6.1. - Bacias sedimentares e principais elementos tectônicos do embasamento e sua projeção para a área pesquisada.....	191
Figura 6.2. - Elementos tectônicos de primeira ordem da Plataforma Sul-Americana.....	193

Figura 6.3 – Sub-Províncias geológicas do <i>Craton</i> Amazônico de acordo com Amaral (1974, 1984).....	195
Figura 6.4. - Áreas afetadas pelos eventos de reativação do <i>Craton</i> Amazônico de acordo com Santos (1978, 1981).....	196
Figura 6.5. - Esboço geológico do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira com a distribuição dos compartimentos Oriental e Ocidental (Costa et al., 1991c).....	198
Figura 6.6. – Províncias geocronológicas/faixas móveis do <i>Craton</i> Amazônico segundo Cordani et al. (1979).....	199
Figura 6.7 – Blocos crustais da região Amazônica segundo Hasui et al. (1984).....	201
Figura 6.8 - Cinturões de alto grau na Amazônia, conhecidos e prováveis segundo Hasui et al. (1984).....	202
Figura 6.9 – Continuidade do Graben do Cachimbo para o Arco de Purus, segundo Wanderley Filho & Costa (1991).....	203
Figura 6.10 – Comparação das estruturas do embasamento com os arcos da bacia, segundo Wanderley Filho & Costa (1991).....	204
Figura 6.11 – Componentes tectônicos regionais da Bacia do Amazonas associados ao deslocamento ao longo da Fratura do Amazonas, segundo Rezende & Brito (1973).....	206
Figura 6.12 – Configuração geral das falhas e eixos extensionais do Mesozóico na região norte (Costa et al., 1991 a e b).....	209
Figura 6.13 – Direções dos esforços intra-placa eo-cretáceos, segundo Campos & Teixeira (1988). .....	210
Figura 6.14 – Bacias paleozóicas, arcos do embasamento das bacias e as relações com as faixas móveis do <i>Craton</i> Amazônico segundo Cunha (1991).....	212
Figura 6.15 – Determinação do <i>stress</i> compressional desviatório na Placa Sul-Americana, de acordo com Mendiguren & Richter (1978).....	218

Figura 6.16 – Esboço tectônico da interação de placas no Terciário e sua influência na estruturação da Bacia do Amazonas, segundo Campos & Teixeira (1988).....	225
Figura 6.17 – Bloco diagrama mostrando os compartimentos morfotectônicos definidos para a área.....	228
Figura 6.18 – Parte do bloco diagrama da figura 6.17, mostrando no destaque o Compartimento Transpressivo Rio Juruá – Rio Purus.....	229
Figura 6.19 –. Configuração estrutural do Domínio Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus...	233
Figura 6.20 – Compartimento Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus.....	234
Figura 6.21 – Extensão regional do lineamento Madeira.....	237
Figura 6.22 – Localização aproximada do provável divisor de drenagem existente no Terciário Superior ao longo do lineamento do rio Madeira.....	240
Figura 6.23 – Extensão regional do Lineamento Tacutu.....	244
Figura 6.24 – Grande distribuição de terraços e marcas de paleodrenagem na área do Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá.....	246
Figura 6.25 – Distribuição das Coberturas Arenosas Interfluviais no Compartimento Rio Negro-Rio Japurá e em parte do Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões.....	247
Figura 6.26 – Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões.....	249
Figura 6.27 – Bloco diagrama esquemático mostrando o padrão estrutural e a organização do relevo no domínio extensional do Sudoeste.....	251
Figura 6.28 – Perfil idealizado entre o rio Solimões e o rio Badajós.....	252
Figura 6.29 – Diagrama esquemático mostrando o comportamento do relevo e o padrão estrutural do Domínio Transtensivo do Compartimento Rio Negro - Rio Solimões.....	253
Figura 6.30 – Alinhamentos de direção E-W ao norte e ao sul do Domínio Extensional de Sudoeste.....	255

Figura 6.31 – Bloco diagrama esquemático mostrando o Compartimento Transtensivo Rio Branco-Rio Negro.....	258
Figura 6.32 – Esquema ilustrando as relações entre a cinemática da falha principal e soerguimento e subsidência de blocos em uma estrutura em cunha (Segundo Christie-Blick & Biddle, 1985).....	260
Figura 6.33 – Situação regional das relações entre o Lineamento Tacutu de direção NE-SW e o Lineamento Rio Branco de direção N-S.....	262
Figura 6.34 – Situação regional no Brasil da sedimentação plio-pleistocênica.....	265
Figura 7.1 – Localização dos epicentros dos sismos na área e adjacências.....	272
Figura 8.1 – Provável paleogeografia do início do Mesozóico na Amazônia Ocidental.....	284
Figura 8.2 – Quadro estrutural do início do Mesozóico na Amazônia Ocidental do Brasil; vista em planta.....	285
Figura 8.3. – Provável paleogeografia do final do Mesozóico.....	287
Figura 8.4 – Provável paleogeografia do Terciário Inferior/ Médio até o final do Mioceno, na Amazônia Ocidental do Brasil.....	288
Figura 8.5 – Configuração paleogeográfica esquemática da Bacia Içá logo após a inversão do sistema de drenagem da Amazônia Ocidental para leste.....	289
Figura 8.6 – Provável quadro paleogeográfico do Terciário Superior – Pleistoceno na Amazônia Ocidental.....	291
Figura 8.7 – Quadro estrutural do Terciário Superior-Pleistoceno.....	292
Figura 8.8 – Configuração da paisagem da Amazônia Ocidental do Brasil, do final do Pleistoceno até os dias atuais. ....	294
Figura 8.9 - Quadro estrutural do Pleistoceno - Holoceno na Amazônia Ocidental do Brasil..	295

## RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 2.1 – Relação das cenas de imagem do satélite LANDSAT-TM5, utilizadas durante a pesquisa.....	15
Tabela 2.2 - Classificação dos padrões de drenagem segundo Zernitz (1932).....	29
Tabela 2.3 - Padrões de drenagem básicos e modificados segundo Howard (1967).....	30
Tabela 2.4 – Descrição dos padrões básicos e modificados da rede de drenagem.....	32
Tabela 2.5 - Classificação genética da rede de drenagem segundo Deffontaines & Chorowics (1991).....	36
Tabela 3.1. - Quadro lito-morfoestratigráfico do Cenozóico.....	70
Tabela 7.1. - Listagem dos sismos ocorridos na área e adjacências.....	271

## RESUMO

A partir da análise morfoestrutural e morfotectônica integrada às informações constantes das imagens dos sensores remotos, da litoestratigrafia, da geomorfologia, dos dados sísmicos e dos dados de campo foi definida a estruturação neotectônica e a sua influência na elaboração das formas de relevo e da rede de drenagem durante o Terciário Superior e o Quaternário. Esta estruturação foi delineada através da compartimentação morfotectônica do Interflúvio Solimões-Negro, objetivo desta pesquisa. As discussões concentraram-se na área de distribuição das coberturas cenozóicas superpostas às bordas leste e oeste das bacias sedimentares paleozóicas do Solimões e Amazonas, respectivamente. Esta área ocupa cerca de 290 000 km<sup>2</sup>, e localiza-se entre os paralelos 0<sup>0</sup> e 4<sup>0</sup>S e meridianos 60<sup>0</sup> a 66<sup>0</sup>WGr, na região amazônica, envolvendo principalmente o Estado do Amazonas e parcela do Estado de Roraima.

As unidades geológicas formadas durante ou após a implantação do regime neotectônico estão representadas : 1) pela Formação Içá de idade pós-miocênica provavelmente plio-pleistocênica; 2) por Terraços Pleistocênicos; 3) por Terraços Holocênicos; 4) pelas Áreas Inundáveis Interfluviais Holocênicas; e 5) pelos Aluviões Holocênicos.

O modelamento da paisagem pela rede de drenagem evidencia uma compartimentação do relevo em sistemas de planícies, ligados à dinâmica fluvial atual, e em sistemas de interflúvios tabulares normalmente nivelados por uma superfície de aplainamento formada na metade do Pleistoceno, em retomada de erosão.

A estruturação neotectônica tem um relacionamento direto com a regeneração das descontinuidades pertencentes à estruturação paleotectônica, isto é, com a tectônica ressurgente. Esta estruturação antiga é definida por: 1) Lineamento Tacutu de orientação NE-SW, que se projeta para o quadrante noroeste da área; 2) o Lineamento Madeira, também de orientação NE-SW que secciona o quadrante sudeste; 3) o Arco de Purus com orientação NW-SE que estabelece os limites entre as bacias do Amazonas e Solimões; e (4) lineamentos menores como o Juruá e o Japurá, de direção E-W, definidos fora dos domínios da área pesquisada. A atuação do campo de tensões neotectônico foi aliviada através de dois pulsos de movimentação cinemática de natureza essencialmente transcorrente. No primeiro pulso ocorrido imediatamente após a inversão para leste da rede de drenagem da Amazônia Ocidental, que corria para oeste, estabeleceram-se os principais corredores de drenagem na direção predominante NE-SW através do nordeste do

Amazonas, Roraima e Guyana, alcançando o Oceano Atlântico através do *rift valley* do Tacutu. O segundo, predominantemente transtensivo, ocorreu no Pleistoceno Superior - Holoceno, provocou o redirecionamento desse sistema para o Amazonas, e responde pela configuração do relevo e pelo desenho da rede de drenagem tal como se mostra atualmente.

Os Sistemas de Relevo diferenciam-se, fundamentalmente, pelo grau de desenvolvimento da rede de drenagem, havendo uma nítida gradação da mais evoluída para menos evoluída, que se reflete na distribuição dos interflúvios e nas suas dimensões, e que registram a história da implantação do quadro estrutural neotectônico e suas diferenciações geométricas e cinemáticas. Este registro encontra-se especializado em cinco compartimentos morfotectônicos, denominados: Compartimento Transpressivo Rio Juruá-Rio Purus; Compartimento Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus; Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá; Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões; e o Compartimento Transtensivo Rio Branco-Rio Negro.

A evolução morfoestrutural e morfotectônica se deu de sudoeste para nordeste, de modo que a rede de drenagem encontra-se bem desenvolvida no Compartimento Rio Juruá-Rio Purus; em desenvolvimento na zona central formada pelos Compartimentos Rio Madeira-Rio Purus; Rio Negro - Rio Japurá e Rio Negro - Rio Solimões; e encontra-se em estágio inicial de desenvolvimento no Compartimento Rio Branco-Rio Negro. A nordeste do Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Japurá, a rede de drenagem é composta, apresentado tanto feições de estágio inicial como os padrões amorfo e multibasinal, quanto outras feições típicas de rede de drenagem em desenvolvimento.

As estruturas do Compartimento Rio Juruá-Rio Purus compreendem falhas inversas geradas no Terciário Superior; as dos compartimentos Rio Madeira-Rio Purus e Rio Negro-Rio Japurá são falhas direcionais dextrais com componente de rejeito oblíquo, provavelmente inverso no Terciário Superior e normal no Pleistoceno; no Compartimento Rio Negro-Rio Solimões são principalmente falhas normais e de rejeito oblíquo dextral do Pleistoceno Superior; e no Compartimento Rio Branco-Rio Negro configura-se uma estrutura em cunha com movimentação oblíqua nas bordas noroeste e leste, e extensional na sua zonal central, com evolução iniciada no Pleistoceno Superior estendendo-se ao Holoceno. Atividades recentes de algumas dessas falhas são marcadas por eventos sísmicos de intensidades que chegam a 5.5 m<sub>B</sub>.

## ABSTRACT

From the morphostructural and morphotectonic analysis integrated to the informations of remote sensing images, lithostratigraphy, geomorphology, the seismic data and field investigations was defined the neotectonic structuration and its influence in the elaboration of the relief forms and drainage net during the Upper Tertiary and Quaternary. This relation is shown through the morphotectonic compartmentation of the Solimões-Negro watershed, subject of this research (SA.20-Manaus Sheet). The discussions concentrated in the area of the Cenozoics covers which overlay the east and west borders of the Solimões and Amazon Paleozoics sedimentary basins, respectively. This area occupies about 290 000 km<sup>2</sup>, and is situated between the parallels 0° and 4° S and meridians 60° and 66° WGr, in the Amazonian region, involving parcels of Amazon and Roraima States.

The geologic units formed during, or immediately after, the implantation of the neotectonic regimen are represented by: 1) the Içá Formation formed after the Miocene, probably of the Plio-Pleistocene age; 2) the Pleistocene Terraces; 3) the Holocene Terraces; 4) the inundable watersheds areas of Holocene age; and 5) the Holocene Alluviums. The modelling of the landscape for the drainage net evidences a relief compartmentation at plains systems, linked to the actual fluvial dynamics, and depressions, normally leveled by a planing surface formed in the Middle Pleistocene, in retaken by erosion, and preserved on tabular watershed. The neotectonic structuration has a direct relationship with the regeneration of the discontinuities of the paleotectonic structuration, that is, with the resurgent tectonic. This old structuration is defined by: 1) Tacutu Lineament of NE-SO orientation, that show continuity to the northwest quadrant of the area; 2) the Madeira Lineament, also of NE-SO orientation that section the Southeastern quadrant; 3) the Purus Arc with NW orientation that establishes the limits between the Solimões and Amazon basin; e (4) minors lineaments as the Juruá and the Japurá ones, of E-O direction, defined outside of the domains of the research area. The neotectonic tensions field was alliviated through two kinematics pulses of essentially transcurrent nature. In the first pulse, occurred immediately after the inversion of the Amazonian Occidental drainage for east, had established the main corridors of drainage in the predominant NE-SO direction through the northeast of Amazonas and Roraima states in the Brazilian territory, reaching the Guyana Republic and the Atlantic Ocean through rift valley of the Tacutu. The second one,

predominantly transtensive, occurred in the Upper Pleistocene /Holocene, provoked the redirectioning of this system for the Amazonas hidrographic basin, and answers for the actual configuration of the relief and drainage net.

The Relief Systems are differentiated for the degree of development of the drainage net, showing a evident gradation from the most evolved to the less evolved, that is reflected in the configuration of the watershed and its dimensions, and that register the history of the implantation of the neotectonic structural picture and its geometric and kinematic differentiations.

This register is represented through five morfotectonic compartments, called: Juruá River - Purus River Transpressive Compartment; Madeira River - Purus River Transcurrent Compartment; Negro River- Japurá River Transcurrent Compartment; Negro River - Solimões River Transpressive Compartment; and the Branco River- Negro River Transpressive Compartment . The morphostructural and morphotectonic evolution occurred from southwest to northeast. So, the drainage net show best developed in the Juruá River – Madeira River Compartment; it is in development in the central zone formed by the Madeira River - Purus River, Negro River- Japurá River and Negro River- Solimões River Compartments; and show a initial stage of development in the Negro River- Branco River Compartment. In the northeast border of the Negro River – Japurá River Transpressive Compartment, the development of the drainage net is composed, showing features of initial stage, as the amorphous and multibasinal pattern, with other typical features of drainage net in development.

The structures of the Juruá River - Purus River Compartment are generated by inverse faults in the Upper Tertiary. In the the Madeira River - Purus River and Negro River – Japurá River compartments they are dextral directional faults with component of oblique slip, probably of the reverse type in the Tertiary Superior and normal in the Pleistocene; in the Negro River - Solimões River Compartment they are mainly normal and oblique-dextral types in the Upper Pleistocene. The Negro River- Branco River Compartment configures a wedge structure with oblique movement in the northwest and east borders, and extensional in its central zone, with evolution initiated in the Upper Pleistocene extending to the Holocene. Recent activity of some of these faults is marked by seismic events with intensities that arrive 5,5 mB.

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. APRESENTAÇÃO

Este texto apresenta os resultados da pesquisa desenvolvida pelo autor na região do Interflúvio Solimões – Negro, e foi elaborado na forma de uma tese apresentada ao Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciências na Área de Geologia.

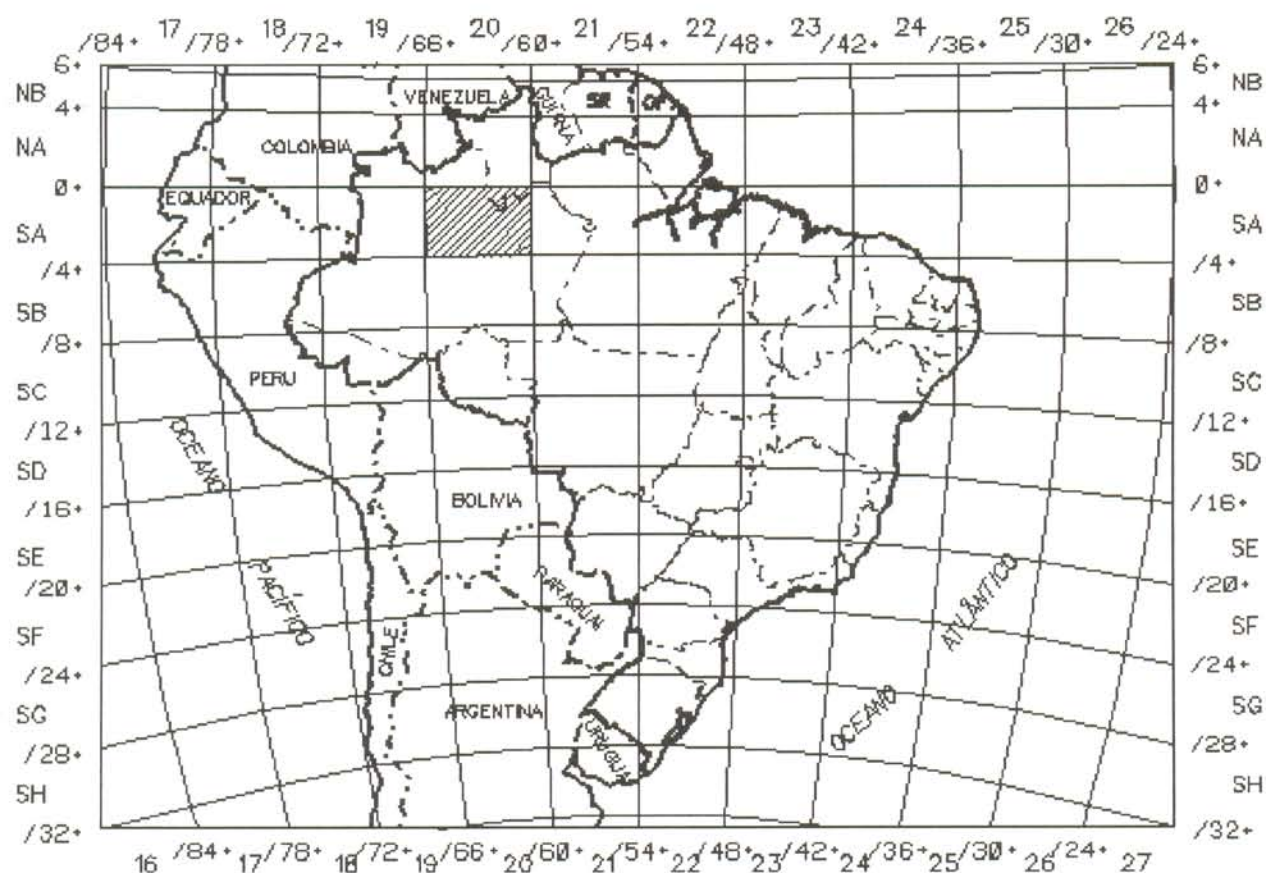


Figura 1.1 – Localização da área

A região estudada insere-se no Estado do Amazonas e no extremo sul de Roraima, abrange parte das bacias hidrográficas dos rios Negro e Solimões e corresponde a área que no Corte Cartográfico Internacional ao milionésimo, é codificada como Folha SA.20-Manaus (0° e 4° S e 60° e 66° WGr) (Figura 1.1). A representação espacial das informações coligidas encontra-se retratada nos anexos 1 – Mapa Geológico, 2 - Mapa Morfotectônico e 3 - Mapa de Drenagem e Bacias Hidrográficas, na escala 1:1.000.000.

A análise discorrida ao longo do presente texto, considerando-se o enfoque principal da pesquisa, interessou particularmente as coberturas sedimentares cenozóicas, mas, necessariamente, teve que envolver as áreas adjacentes principalmente a extensão dos depósitos cenozóicos para oeste, e o quadro tectono-estrutural do embasamento e das bacias paleozóico-mesozóicas a norte e leste.

## 1.2. A ÁREA DE PESQUISA

Na região situa-se a cidade de Manaus, capital do Estado do Amazonas, posicionada a sudeste dessa Unidade da Federação, que se constitui no principal centro populacional estadual e para onde convergem os interesses econômicos regionais. Mais recentemente, a cidade de Coari, localizada no pequeno trecho em que o rio Solimões ultrapassa o limite sul da área, vem despontando como um importante centro econômico, em face de abrigar o terminal petrolífero, de onde é escoado o gás e o petróleo retirado das jazidas de Urucu pela PETROBRÁS (Figura 1.2).

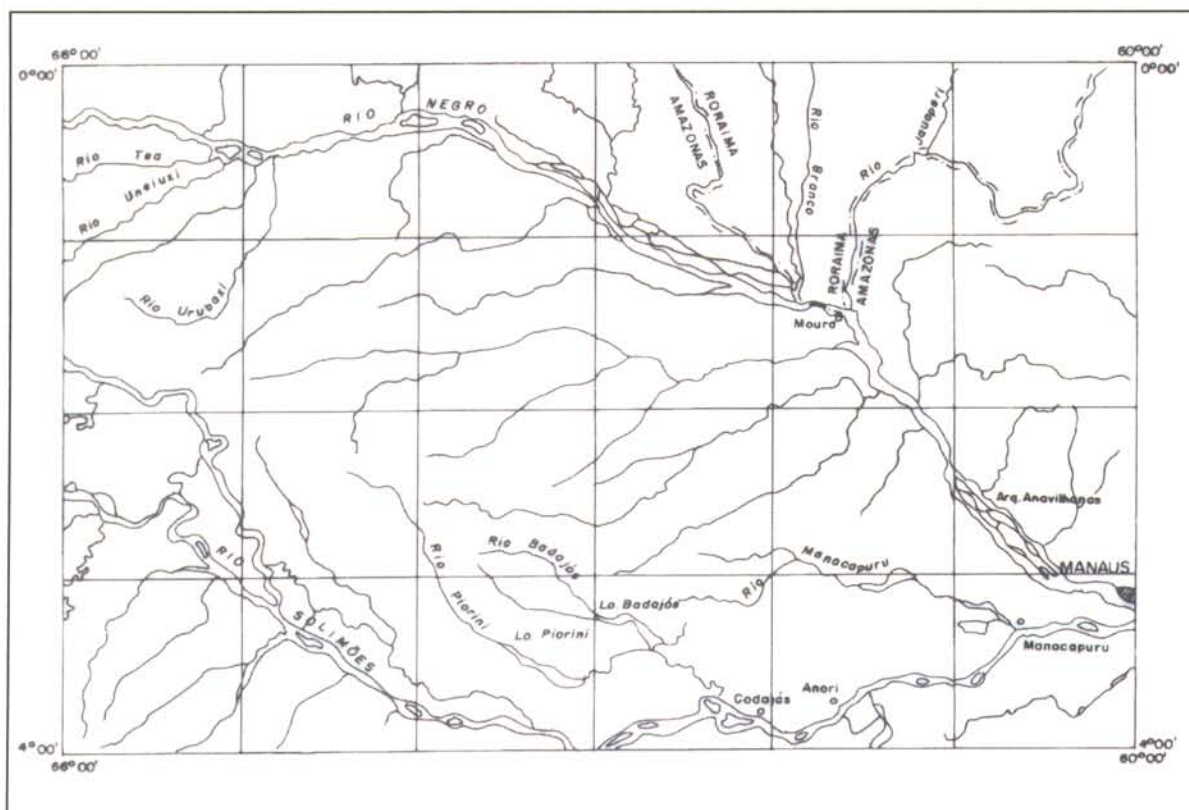


Figura 1.2 – A área de Pesquisa

Outras localidades de algum interesse sócio-econômico constituem sedes municipais, como Novo Airão, Moura, Barcelos e Santa Isabel do Rio Negro, às margens do rio Negro; Manacapuru, Codajás e Anori, no rio Solimões; Maraã, no rio Japurá; e Tefé, no lago homônimo. Os demais núcleos populacionais se enquadram nas categorias definidas pelo IBGE como vilas, povoados e localidades menores. Manaus funciona como centro irradiador das rodovias existentes, como a BR-174, que se dirige para norte, ligando-a a Caracará e Boa Vista, capital de Roraima; BR-319, em direção sudoeste para Porto Velho, capital de Rondônia; e AM-070, para oeste, ligando-a a Manacapuru, cidade ribeirinha do Solimões.

Os rios Solimões, fluindo a sudoeste, sul e sudeste, e o Negro a norte e nordeste, são os principais elementos da hidrografia, os quais confluem na região da cidade de Manaus, localizada no extremo sudeste, para formar o rio Amazonas, já fora da área de pesquisa. A rede hidrográfica presente nessa mesopotâmia mostra um nítido padrão assimétrico, em que o rio principal, o Solimões, tem pela sua margem esquerda afluentes pouco extensos, ou que correm por longas distâncias paralelamente ao seu curso, enquanto que os do rio Negro, pela margem direita, têm suas nascentes muito próximas ao rio Solimões, de onde fluem por uma longa distância numa direção geral SW-NE, até desaguar no rio Negro.

Da bacia do Solimões, as drenagens mais importantes constituem os rios Manacapuru, Badajós, Piorini e Japurá, afluentes pela margem esquerda; e Purus, Tefé e Juruá, pela margem direita. Da bacia do rio Negro, os rios mais importantes pela margem esquerda são Camanaú, Curiuaú, Branco, Jauaperi, Demini, Padauari, Daraã, Marauiá, Inambu, Abuará e Cauaburi e, pela direita, os rios Puduari, Jaú, Unini, Caurés, Cuiuni, Urubaxi, Téa e Uneixi.

O clima predominante na região é quente e úmido, correspondendo na classificação de Köppen (1948) ao clima **Am**, com temperaturas médias anuais elevadas, e uma precipitação pluviométrica registrada na cidade de Manaus desde um mínimo de 1.355 mm, até o máximo de 2.839 mm. A umidade relativa do ar é sempre alta, chegando a 90 %.

A área insere-se nos domínios de uma extensa cobertura sedimentar de idade cenozóica que se superpõe às terminações oriental e ocidental das bacias sedimentares paleozóicas do Solimões e Amazonas, respectivamente, separadas por um alto estrutural evoluído desde o Proterozóico denominado de Arco de Purus (Rezende, 1972). Apresenta sua paisagem

fortemente vinculada à movimentação neotectônica das estruturas que definem este acidente tectônico, que aflora na região de Moura e no baixo curso dos rios Unini e Jaú, onde estão expostas rochas de idades paleozóica e proterozóica.

A sedimentação cenozóica, em linhas gerais, compreende:

- (1) Uma sucessão fluviolacustre argilo–arenosa não aflorante de idade miocênica incluída na Formação Solimões (Moraes Rego, 1930; Caputo et al., 1972), constituída de sedimentos pelíticos fossilíferos, argilitos com intercalações de siltitos, arenitos, calcários e materiais carbonosos, com estratificações plano-paralelas, cruzadas e acanaladas;
- (2) Uma sucessão fluvial de idade pleistocênica, ou plio-pleistocênica, enquadrada na Formação Içá (Maia et al., 1977), constituída por uma seqüência basal de siltitos e/ou argilitos, intercalados por arenitos finos com níveis turfáceos, e uma superior de arenitos com estratos cruzados e pelotas de argila, siltitos, argilitos, turfa, arenitos conglomeráticos;
- (3) A Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro, provisoriamente incluída na Formação Içá, arenosa na base e siltico-argilosa no topo, de idade holocênica.
- (4) Sedimentos aluvionares de idade pleistocênica constituindo terraços dissecados;
- (5) Extensas áreas de acumulação arenosa ao longo dos principais divisores de drenagem constituindo as Coberturas Arenosas Interfluviais
- (6) Sedimentos das planícies aluvionares atuais, que constituem os Aluviões e Terraços Holocênicos, com depósitos grossos a conglomeráticos representando residuais de canal, arenosos relativos à barra em pontal e pelíticos representando aqueles de transbordamento que conformam terraços;

As unidades mais antigas, alçadas por falhas na região onde se expõe o Arco de Purus, compreendem:

- (1) Terrenos de idade proterozóica estão representados pelo: a) Complexo Anauá (Rangrab & Damião, 1970) constituído por rochas de médio a alto grau metamórfico do Paleoproterozóico; b) pela Formação Prosperança (Paiva, 1929; Caputo et al., 1972), do Neoproterozóico, considerada como representante da fase rift da bacia paleozóica do Amazonas (Bezerra et al., 1999), com uma unidade inferior constituída por conglomerados com seixos de quartzo, quartzito e riolito, bem como arenitos brancos, amarelos e

avermelhados; uma seqüência média com siltitos e folhelhos e intercalações de arenitos, e uma superior com arenitos brancos e castanho-avermelhado, e folhelhos.

- (2) O Grupo Trombetas (Derby, 1877; Oliveira & Leonardos, 1943; Breibach, 1957; Caputo et al., 1972), de idade siluriana, que marcaria o início da fase termal no preenchimento da bacia do Amazonas, contendo intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos, havendo predominância de arenitos na base e de folhelhos no topo da seção.
- (3) A Formação Alter do Chão (Kistler<sup>1</sup> apud Caputo et al. 1971 e 1972) posicionada no limiar Cretáceo-Terciário, compreendendo sedimentos continentais fluviais, provavelmente depositados em bacias associadas à subsidência termal do evento extensional Sul-Atlântico (Costa et al., 1995)

É importante ressaltar aqui que a abordagem específica das unidades pré-cenozóicas foge aos objetivos gerais da pesquisa e, portanto, serão apenas citadas ao longo do texto. As demais unidades, no entanto, são descritas individualmente no Capítulo 3 – **UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CENOZÓICO**. A Formação Solimões embora ocorra somente em subsuperfície, é descrita detalhadamente neste mesmo capítulo, tendo em vista a sua importância para a discussão dos aspectos litoestratigráficos e paleogeográficos da região considerada.

A compartimentação geomorfológica mais recente disponível foi elaborada pela equipe de geomorfólogos do IBGE para o Banco de Dados de Recursos Naturais do Projeto SIVAM (IBGE,1999). Foram identificadas para a área pelo IBGE (op. cit.), nos domínios das coberturas sedimentares cenozóicas, as seguintes unidades geomorfológicas as quais guardam uma certa correspondência com os sistemas de relevo caracterizados no decorrer da presente investigação e discutidos no Capítulo 4 – **CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO**:

- (1) Planície Amazônica: são planícies e terraços fluviais e fluviolacustre elaborados em sedimentos aluviais recentes;
- (2) Depressão do Ituxi – Jari: compreende interflúvios tabulares de grandes dimensões e fraco entalhe da rede de drenagem;

<sup>1</sup> KISTLER, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. Belém, PETROBRÁS (Relatório Interno- 126A)

- (3) Depressão do Madeira – Purus: extensos setores planos (pediplano retocado) e formas de dissecação de topos tabulares
- (4) Depressão do Purus – Juruá: compreende interflúvios tabulares de pequenas a médias dimensões fracamente desnivelados. Indícios da fase de aplainamento são os topos planos, mapeados como pediplano retocado em alguns setores interfluviais.
- (5) Depressão do Solimões – Unini: interflúvios tabulares de grandes a médias dimensões, delimitados por vales rasos. Antigos níveis de terraços descaracterizados pelos processos erosivos foram mapeados como formas de dissecação de topos planos.
- (6) Depressão do Rio Branco – Rio Negro: depósitos sedimentares quaternários truncados por processos de pediplanação apresentam dissecação incipiente, resultando em formas tabulares de grandes dimensões e vales fracamente entalhados. No entanto, extensos setores interfluviais são planos abaciados inundados.
- (7) Depressão do Rio Negro – Rio Japurá: prolongamento da Depressão do Solimões - Unini caracteriza-se, e dela se distingue, pelo predomínio de planos abaciados inundados em posição interfluvial. Os amplos relevos de topos tabulares, truncados pela pediplanação neopleistocênica, são definidos por vales rasos.

Diferentes classes de solos, em sua maior parte com acentuada acidez e baixa fertilidade natural também foram caracterizadas pelo IBGE (1999) destacando-se, na classificação preconizada pelo Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 1999)<sup>1</sup>:

- (1) LATOSSOLO AMARELO distrófico (Latosolo Amarelo álico)
- (2) LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO distrófico (Latosolo Vermelho-Amarelo álico)
- (3) PLINTOSSOLO PÉTRICO concrecionário distrófico (Solo Petroplíntico distrófico)
- (4) GLEYSSOLO HÁPLICO distrófico e eutrófico (Solos Gleyzados eutróficos e álicos)

---

<sup>1</sup> A classificação entre parênteses corresponde a antiga classificação utilizada em mapeamento de solos no Brasil, baseada fundamentalmente no Sistema Americano. Esta Classificação vem sendo revisada e modificada pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos cuja última versão publicada em EMBRAPA (1999) inclui as expressões apresentadas nesta seção. Ao longo do texto, no entanto, para o entendimento mais rápido do leitor, as referências aos tipos de solos ocorrentes na área serão feitas ainda com base na classificação antiga.

- (5) NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico (Areia Quartzosa Hidromórfica álica)
- (6) , NEOSSOLO FLÚVICO distrófico (Solos Aluviais eutróficos e álicos)
- (7) ORGANOSSOLO (Solo Orgânico distrófico)
- (8) GLEYSSOLO HÁPLICO (Hidromórfico Cinzento álico).

Merecem ser destacados os solos chamados na classificação atual de ESPODOSSOLO FERROCÁRBICO Hidromórfico arênico, que correspondem na classificação antiga aos solos do tipo Podzol Hidromórfico, por sua importância ecológica na medida em que se desenvolvem e são identificados sobre planos abaciados e inundáveis interfluviais, recobertos por vegetação de campinarana, também chamada de “Caatinga do Rio Negro”.

Sua cobertura vegetal ainda bastante preservada da intervenção antrópica está representada em termos de regiões fitoecológicas pela Campinarana, que é característica de áreas interfluviais alagadas, e das Florestas Densa e Aberta em diferentes situações fisiográficas. Formações vegetais pioneiras distribuem-se em vários sítios das planícies aluvionares constituindo os estágios iniciais do desenvolvimento vegetacional, enquanto que Áreas de Tensão Ecológica podem ser observadas nos contatos entre as regiões fitoecológicas (Magnago et al., 1978).

### 1.3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Na área das coberturas sedimentares cenozóicas na Folha SA.20 Manaus, objeto da presente pesquisa, são observados, através de sensores remotos ou de mapas planimétricos, significativos exemplos de feições anômalas na rede de drenagem e nas formas de relevo, indicativas de um controle tectono-estrutural. Trata-se também de uma área onde se tem registrado uma significativa incidência de eventos sísmicos, alguns de magnitude considerável, conforme demonstram os registros fornecidos pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (Tabela 7.1). Estes fatores combinados são evidências fortes para admitir, como hipótese de trabalho, que se trata de uma área cujo desenvolvimento da paisagem pode estar fortemente vinculado à presença de estruturas tectógenas e à sua movimentação recente.

Nesse contexto, o esclarecimento dos processos ou fatores causadores dessas feições anômalas, uma vez que vinculados à tectônica, no caso à tectônica recente ou à neotectônica, pode trazer importantes subsídios para o entendimento ou mesmo à definição da história geológica recente dessa região intraplaca, da sua paleogeografia, e dos fatores que controlam a evolução da sua paisagem hodierna.

Nesse sentido foram aplicados procedimentos de análise estrutural sobre os elementos da rede de drenagem e do relevo, integrados à litoestratigrafia, à tectônica, à geomorfologia, à informação geofísica e aos dados de campo com vistas à interpretação e definição do quadro morfoestrutural, do comportamento geométrico e cinemático das estruturas, os regimes tectônicos envolvidos, a evolução tectônica e a influência desse quadro geral na elaboração do relevo e da rede de drenagem, inclusive no contexto paleogeográfico, configurado através da compartimentação morfotectônica do Interflúvio Solimões-Negro.

Assume-se que cada compartimento morfotectônico foi, ou está sendo, palco de processos endógenos que lhes são próprios, os quais, submetidos às condições ambientais atuais (processos exógenos) respondem por diferenciações nos padrões da rede de drenagem e no comportamento dos canais, nas formas de relevo (tipos de modelado), nos tipos de solos e da cobertura vegetal. Eles constituem-se, portanto, em elementos básicos para o entendimento da dinâmica da paisagem, fornecendo parâmetros importantes para a identificação de diferentes graus de vulnerabilidade, tanto aos fenômenos naturais quanto aos ligados à intervenção antrópica. Esta perspectiva mostra-se altamente recomendável como instrumento de análise ambiental voltada para zoneamentos ecológico-econômicos, e bem assim, ao planejamento do uso e ocupação do solo, com base no paradigma do Desenvolvimento Sustentável, compreendido como o processo de melhoria social e econômica que satisfaz as necessidades e valores de todos os grupos de interesse e, ao mesmo tempo, permite a conservação da biodiversidade e dos recursos naturais.

O objetivo geral desta pesquisa, portanto, é a definição do quadro estrutural, ou morfoestrutural, com base no comportamento dos elementos da rede de drenagem e das formas de relevo com vistas à compartimentação morfotectônica da região considerada. Assume-se, nesse sentido, que cada compartimento deve ser entendido como um arranjo de formas de relevo e de elementos da drenagem controlados por estruturas geológicas geradas em um mesmo

contexto tectônico. Em outras palavras, o termo morfotectônica é utilizado como sinônimo de geomorfologia tectônica de Morisawa & Hack<sup>1</sup> apud Stewart & Hancock (1994) definido como o estudo das relações entre os movimentos verticais e horizontais na superfície terrestre, os processos erosivos e deposicionais e a formação da paisagem, sendo que tais movimentos incluem tanto os relacionados ao regime neotectônico, isto é, ao regime tectônico atual, quanto à tectônica antiga ou paleotectônica.

Os objetivos específicos são:

1. Interpretação estrutural a partir da identificação de mudanças anômalas nos padrões dos canais, dos padrões da rede de drenagem, e da organização das formas de relevo devido à influência tectônica.
2. A compartimentação tectônica entendida como o agrupamento de estruturas geológicas desenvolvidas em um mesmo contexto tectônico.
3. Definição das relações espaciais e/ou genéticas entre os compartimentos tectônicos, a organização das formas de relevo e da rede de drenagem, e a paleogeografia.
4. A influência da tectônica recente na evolução da paisagem *vis-à-vis* a evolução paleogeográfica.
5. As relações entre a ocorrência de sismos e os compartimentos morfotectônicos.
6. A influência ou as relações dos compartimentos morfotectônicos com a distribuição dos solos e da cobertura vegetal.

---

<sup>1</sup> MORISAWA, M. & HACK, J.T. 1985. *Tectonic geomorphology*. Allen & Unwin, Boston.

## 2. METODOLOGIA

### 2.1. MATERIAL UTILIZADO

O material utilizado durante a pesquisa em sua maior parte pertence ao acervo do IBGE, constando de:

1. Banco de dados gráfico-alfanumérico desenvolvido e alimentado pelo IBGE para o Projeto SIVAM, consistindo de mapas no formato digital de geologia, geomorfologia, solos, vegetação e cartografia, com escala de entrada 1:250.000, e dados alfanuméricos sobre os diversos temas.
2. Arquivos vetoriais contendo a hidrografia das cartas topográficas do IBGE e DSG (Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério do Exército) na escala 1:250.000 disponíveis para a área, e das cartas planimétricas do Projeto RADAMBRASIL na mesma escala (Figura 2.1)
3. Mapa CIM (Corte Internacional ao Milionésimo) referente à Folha SA.20- Manaus, publicada pelo IBGE em 1998 em meio convencional, e em 2003 em meio digital.
4. Imagens SLAR, banda X, em formato convencional na escala 1:250.000, obtidas em 1972 para o Projeto RADAMBRASIL, num total de 16 cartas imagens.
5. Imagens TM do satélite LANDSAT 5, em formato digital com as configurações constantes da Tabela 2.1.
6. Imagens do satélite JERS em formato digital cobrindo toda a Amazônia
7. Estação de trabalho Intergraph TD-420, com 4 Gb de HD, 128 de memória RAM, clock de 200 MHz, até setembro de 2002, e PROCOMP 9600 com 10 Gb de HD, 128 de memória RAM e clock de 700 MHz.
8. Sistema de Informações Geográficas (SIG) Modular GIS Environment (MGE) da INTERGRAPH Corp. com os módulos MGE Analyst para consulta ao banco de dados, Projection Manager para gerenciamento de projeções cartográficas, Coordinate System Operation para georrefenciamento de arquivos vetoriais e Image Analyst para processamento digital de imagens.
9. Dados sismológicos cedidos pelo Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de Brasília.



Figura 2.1 – Base cartográfica disponível de acordo com o corte internacional na escala 1:250.000.

**Tabela 2.1 – Relação das cenas de imagem do satélite LANDSAT-TM5, utilizadas durante a pesquisa.**

Órbita – Ponto (WRS)	Data da passagem
230_63	01/08/1997
231_60	03/08/1995
231_61	21/06/1997
231_62	03/08/1995
231_63	07/07/1997
232_60	18/12/1996
232_61	18/12/1996
232_62	14/07/1997
232_63	28/08/1996
233_60	06/08/1997
233_61	06/08/1997
233_62	01/08/1997
232_63	19/06/1997
001_60	17/01/1991
001_61	17/01/1991
001_62	17/08/1995
001_63	24/08/1995
002_60	19/07/1997
002_61	04/08/1997
002_62	04/08/1997

Fonte: INPE

## 2.2. ESTUDOS PRELIMINARES

Os estudos preliminares envolveram a reunião, o cadastramento e a sistematização das informações geológico-geomorfológicas obtidas através de levantamentos bibliográficos, e o preparo do material básico – imagens de sensores remotos e mapas planimétricos e/ou planialtimétricos - para interpretação. Sobre as imagens do satélite LANDSAT TM5, foram empregadas algumas técnicas de processamento digital através do *software Image Analyst*. Como pré-processamento efetuou-se as correções geométrica e a correção atmosférica, a primeira tendo como referência a hidrografia das folhas topográficas do IBGE e DSG, em formato vetorial e projeção UTM. As imagens corrigidas foram convertidas para a projeção *Albers Equal Area*, utilizando-se o algoritmo *Projection Transform* do *Image Analyst*. Uma outra técnica de processamento digital utilizada envolveu o Realce das Imagens através da aplicação de filtro passa altas, de modo a realçar as feições planares e lineares, e a ampliação linear de contraste visando uma melhor definição das diferenças espectrais em cada imagem. As imagens realçadas foram combinadas com vistas a obter-se composições coloridas na escala 1:250.000 e maiores.

Os procedimentos seguintes envolveram o traçado detalhado da rede de drenagem, na escala 1:250.000, tendo como referência a hidrografia constante das bases cartográficas disponíveis, e incorporação dos novos elementos visualizáveis nas imagens de sensores remotos e ainda não cartografados, de modo a se ter a mais completa representação da rede de drenagem para a escala adotada.

A base cartográfica sobre a qual foram lançadas as informações constantes dos anexos 1 – Mapa Geológico, 2 – Mapa Morfotectônico e 3 – Mapa da drenagem e bacias hidrográficas, foi obtida a partir da seleção de elementos existentes na Carta Internacional ao Milionésimo (CIM) referente à Folha SA.20-Manaus, em meio digital, a ser publicada pelo IBGE, e gentilmente cedida pelo Departamento de Cartografia dessa Instituição.

## 2.3. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

De posse do material referido a etapa seguinte visou a identificação e caracterização de indicadores de estruturas tectógenas através da análise combinada dos mapas da rede de drenagem com as imagens de sensores remotos, confrontada com a estruturação paleotectônica

definida em trabalhos anteriores, tendo em vista que a estruturação neotectônica tende a seguir os grandes traços da estruturação regional no processo de tectônica ressurgente (Hasui et al, 1991).

Andrade & Cunha (1971) em face da escassez de afloramentos que caracteriza a região amazônica em geral, e as áreas sedimentares das bacias paleozóicas em particular, ressaltaram a importância da interpretação de sensores remotos (no caso o mapeamento fotogeológico) e a interpretação morfoestrutural, como indicadores de estruturas tectógenas. Em especial, salientaram a importância desses estudos para as áreas de sedimentos cretáceos e terciários que recobrem a bacia sedimentar do Amazonas, como sinalizadores de estruturas geológicas em subsuperfície.

Dentre as principais e as mais comuns feições morfoestruturais que podem ser identificadas, destacam as anomalias radiais de drenagem, os alinhamentos de drenagem, e a presença de terraços fluviais. As anomalias radiais de drenagem são expressas por uma disposição radial e por ramos recurvados de rios, e fortes indicadores de condições estruturais positivas de subsuperfície, embora possam representar outros fatores como variações litológicas e efeitos meramente topográficos (Andrade & Cunha, 1971). Ainda segundo os autores, as camadas de idade mais nova podem refletir altos estruturais paleozóicos por compactação diferencial e até mesmo soerguimento por intrusões; podem também expressar superfícies irregulares de blocos falhados e feições paleotopográficas positivas.

No caso dos alinhamentos, seriam reflexos de estruturas soterradas, principalmente falhas, refletindo, em superfície, movimentações de zonas instáveis da crosta, *i. e.* tectônica ativa. No caso da bacia amazônica existiria uma coincidência entre a direção dos alinhamentos e a direção das falhas conhecidas no embasamento, evidenciando o relacionamento desses elementos. Quanto aos terraços assinalaram-se várias ocorrências ao longo do rio Amazonas associados a alargamentos de sua planície de inundação e, freqüentemente, situados a montante de trechos estreitos. Tais associações seriam indicativas de um relacionamento à movimentação recente de altos estruturais.

De acordo com Soares et al. (1981) o procedimento analítico sobre as informações das imagens visa a descoberta de associações das formas ou estruturas de elementos que possuem um conteúdo geológico decifrável. Estes autores admitem que é possível discriminar as formas

texturais da drenagem e relevo que apresentam, por sua organização e estruturação, maior probabilidade de terem sido condicionadas ou controladas por uma estrutura geológica, sendo as descontinuidades os principais responsáveis por esse controle ou condicionamento. Distinguem nesse contexto dois tipos de descontinuidades geológicas que interessariam à interpretação: as devidas ao empilhamento ou descontinuidades estratiformes singenéticas, e as produzidas por deformações tectônicas ou descontinuidades estruturais. As descontinuidades são admitidas como constituindo sempre zonas de intemperismo preferencial e, conseqüentemente, de rebaixamento erosivo mais acelerado, e a geometria das formas, o reflexo das dimensões e geometria do traço das descontinuidades. Em conseqüência, dois tipos de propriedade da textura de drenagem e relevo seriam fundamentais na análise regional, principalmente das formas de drenagem consideradas anômalas: a assimetria, que reflete a posição espacial das descontinuidades com mergulho baixo, e em cujo eixo situa-se a descontinuidade; a linearidade ou estruturação linear, que mostra as descontinuidades com mergulhos elevados. No caso de rochas subhorizontais, como é o caso da área pesquisada, a assimetria reflete a atitude do acamamento, e a linearidade a direção de fraturamentos e falhamentos. As duas feições associadas constituindo-se em bons indicadores de estruturas tectógenas.

No que se refere a presente pesquisa, a interpretação visual das imagens orbitais (TM-5 e JERS) e aerotransportadas (RADAR SLAR) permitiu que se identificassem variações litológicas importantes na seção cenozóica. Foram ferramentas valiosas para a identificação de diferentes níveis de terraços, permitindo, inclusive, a determinação de suas idades relativas. Existem os terraços dissecados, datados do Pleistoceno, os denominados Terraços Pleistocênicos, e aqueles recentemente desenvolvidos no processo de construção das planícies fluviais, admitidos como de idade holocênica, e chamados de Terraços Holocênicos. Conforme enfatizaram Andrade & Cunha (op. cit.) são bons indicadores de movimentação, pois apontam para deslocamentos na posição das planícies e canais de drenagem. Identificaram-se também através das imagens, diferentes processos de sedimentação aluvial na planície dos rios Solimões e Negro que não seriam notados se fossem utilizados somente os mapas de drenagem.

No caso dos alinhamentos de drenagem, existem duas situações. Para os canais de maior ordem eles se tornam evidentes tanto nas imagens como nos mapas da rede de drenagem. Os alinhamentos de canais de menor ordem, no entanto, são mais evidentes nos mapas do que nas

imagens. Mas no caso da área em pauta é importante registrar que os grandes alinhamentos existentes, na verdade, são alinhamentos de vales onde divagam canais meandantes e, portanto, as imagens também desempenham um papel importante na sua identificação e interpretação.

As assimetrias e feições anelares e radiais de drenagem são melhor visualizados nos mapas de drenagem, e por isso o traçado da rede nos mapas deve ser o mais detalhado possível e a combinação de diferentes tipos de sensores em muito facilita para uma conveniente definição desses indicadores.

Pelo exposto, as feições enfatizadas por Andrade & Cunha (1971) e Soares et al. (1981, 1982), tais como os alinhamentos de drenagem, a assimetria das bacias e sub-bacias (*catchments*), o alargamento das planícies, as feições anelares e radiais, foram parâmetros importantes para a análise estrutural realizada na presente pesquisa. Acrescentou-se a essas, outras feições de acordo com modelos preconizados por Howard (1967), Rezende & Cunha (1971), Soares et al. (1982), Schumm (1986), Cunha (1991), Panizza et al. (1987), Summerfield (1991), Dumont (1993), Stewart & Hancock (1994), Lima (2002), como mudanças no padrão do canal ou da rede de drenagem como um todo, divisores alinhados por longas distâncias, significativos como indicadores de culminações de blocos basculados conforme modelo proposto por Deffontaines & Chorowics (1991), e a ocorrência comum de áreas alagáveis ou lagos em posição interfluvial reconhecidas por Summerfield (1991), Dumont (1993), Deffontaines & Chorowics (op. cit.) como evidências de soerguimentos ou rebaixamentos. Anomalias associadas ao comportamento do canal receberam atenção especial, como as anomalias em cotovelo, os estreitamentos de meandros, curvas ou voltas anômalas. Todas também são bons indicadores de movimentações verticais ou direcionais afetando a bacia de drenagem.

Deve-se ressaltar que quanto mais combinadas forem essas feições, isto é, se em uma determinada bacia ou sub-bacia essas feições ocorrem conjuntamente, mais confiável será a interpretação estrutural proposta. Nesse sentido adotou-se a interpretação qualitativa como padrão, considerando-se a subjetividade envolvida no estabelecimento de pesos quantitativos para a definição se uma ou mais dessas feições são devidas a um controle estrutural conforme metodologia empregada por Soares et al. (op. cit.).

Com base nesses critérios, a interpretação dos sensores e do mapa detalhado da rede de drenagem, combinada com a análise do quadro paleotectônico e neotectônico regionais, com a litoestratigrafia, a geomorfologia e com os dados de campo, permitiu a definição dos grandes traços da estruturação neotectônica regional incluindo-se a caracterização geométrica e cinemática de grande parte das estruturas. O agrupamento das estruturas segundo a sua tipologia e contexto tectônico forneceu a compartimentação estrutural e tectônica da área.

Os procedimentos seguiram basicamente dois enfoques: 1) O Mapeamento e Análise de Bacias e Sub-bacias de drenagem (“*Catchments*”); 2) A Análise dos “*Landforms*” Tectônicos, tanto primários quanto secundários.

### **2.3.1. Mapeamento e Análise das Bacias de Drenagem (*Catchments*)**

De acordo com Soares & Fiori (1976) a rede de drenagem traçada de forma sistemática e uniforme pode fornecer informações de grande importância, especialmente quanto à estrutura geológica da área; variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente, nas fácies litológicas podem ser obtidas com rapidez sobre mapas de drenagem detalhados e apresentados em escala 2 a 4 vezes menor que a escala em que a drenagem foi originalmente traçada.

Os procedimentos seguidos para a análise estrutural da drenagem envolveram duas etapas. Na primeira efetuou-se a caracterização da drenagem e na segunda a análise estrutural propriamente dita. Na etapa de caracterização da drenagem o primeiro passo foi a delimitação das unidades básicas de análise que são as bacias e sub-bacias coletoras, os chamados *catchments*. De posse disso, cada bacia ou sub-bacia foi investigada buscando-se:

1. A hierarquização da rede de drenagem;
2. A identificação dos tipos de canais de drenagem e suas propriedades que basicamente referem-se à sinuosidade, angularidade e às lineações ou linearidade de drenagem (Soares & Fiori, 1976);
3. A identificação dos tipos de padrões de drenagem; e suas propriedades como densidade de textura de drenagem, tropia e assimetria (Soares & Fiori, op. cit)

4. A detecção de anomalias, tanto na rede como um todo, quanto nos canais individuais, como drenagens anelares e radiais, mudanças bruscas de direção ou do padrão dos canais, alargamento ou estreitamento de vales e, conseqüentemente, de sua planície de inundação, presença de lagos anômalos, migração de canais;
5. Informações qualitativas ou quantitativas sobre a dinâmica da bacia e de seus constituintes, como a razão entre as distâncias do fundo do vale ao divisor de drenagem em ambos os lados da bacia.

Após esta caracterização, partiu-se para a análise estrutural propriamente dita, onde as mudanças bruscas ou anômalas, nas características observadas na etapa anterior, foram confrontadas com os modelos teóricos existentes no sentido de se definir comparativamente um eventual controle estrutural.

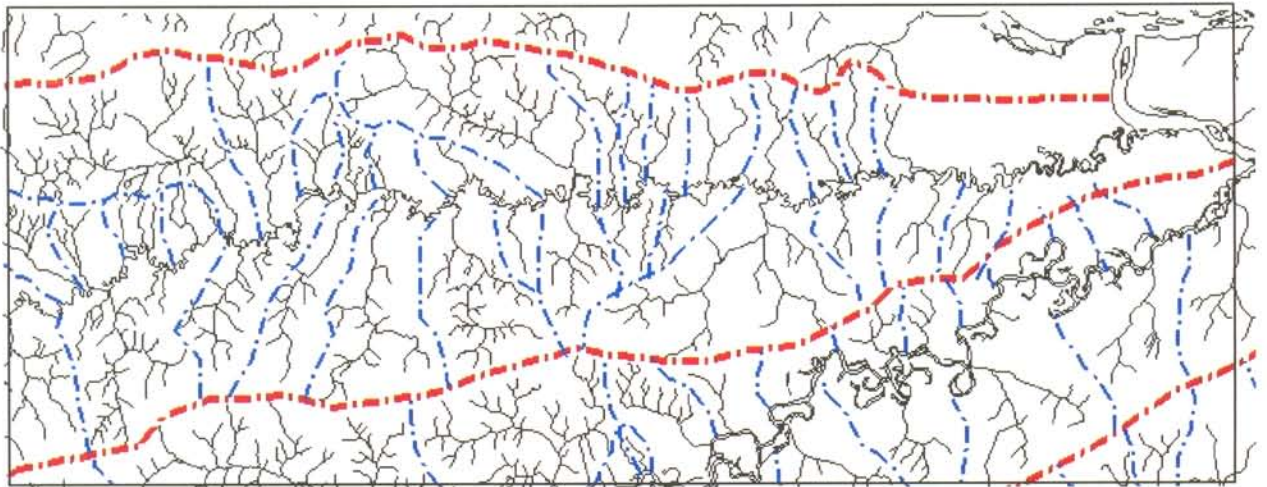
#### 2.3.1.1. Caracterização da Drenagem

##### 2.3.1.1.1. *Delimitação das Sub-Bacias Coletoras (catchments)*

A delimitação das sub-bacias coletoras, os chamados *catchments*, além de fornecer os elementos básicos para análise da drenagem, permite uma fácil visualização da forma sinuosa ou retilínea do divisor de drenagem bem como da simetria da bacia (Figura 2.2). Divisores retilíneos podem representar terminações de blocos basculados (Deffontaines & Chorowics, 1991), e um comportamento assimétrico da bacia, principalmente se associado a outros indicadores como alinhamentos de drenagem, drenagens radiais ou anelares, é forte indicador de soerguimentos ou rebaixamentos, com as vertentes mais estreitas denunciando a posição do bloco soerguido, e, as mais largas, a do bloco rebaixado.

A observação da rede de drenagem da área demonstrou que a análise deveria voltar-se inicialmente para as sub-bacias dos rios Negros e Solimões, formadas por canais que atingem uma ordem elevada – até 6ª ordem na classificação de Strahler (1952), como pode ser visualizado no item 2.3.1.1.2. Hierarquização da rede de drenagem. São nestes canais que se desenha a forte assimetria de drenagem existente entre os rios Negro e Solimões, e um evidente paralelismo das suas bacias e dos seus talvegues por todo o interflúvio considerado (Figura 1.2).

No mapa morfotectônico (ANEXO 2) foram consideradas como assimetrias de canais principais e representadas por símbolo na cor vermelha, que indica a posição da vertente mais longa (bloco rebaixado) e vertente mais curta (bloco soerguido).



**Figura 2.2 – Exemplo de delimitação das bacias coletoras aplicada ao canal do rio Téa, afluente do rio Negro. Em vermelho (traços-pontos grossos) encontra-se delimitada a bacia do rio Téa e em azul (traços-pontos finos) os seus *catchments*. Notar os alargamentos e estreitamentos observados em alguns *catchments* e a fraca assimetria da bacia. Alguns dos *catchments* mais largos, no entanto, são fortemente assimétricos.**

O estudo em seguida voltou-se para as sub-bacias desses afluentes, principalmente os do rio Negro, cujos canais principais em geral atingem até a Quarta ordem, e onde foi possível a definição de áreas sujeitas a soerguimentos ou rebaixamentos. Estas foram consideradas como assimetrias de canais secundários e representadas na cor azul.

#### 2.3.1.1.2. Hierarquização da rede de drenagem

A hierarquização da rede de drenagem visa estabelecer um ordenamento na disposição dos canais, para efeitos comparativos entre duas ou mais bacias ou para análises morfométricas. Nesse contexto vários sistemas de ordenamento de canais já foram propostos, porém os mais freqüentemente usados são os de Strahler (1952) e Schreve (1967), (Figura 2.3). No sistema de Strahler (op. cit.), um segmento de canal que não tenha nenhum tributário é classificado como de primeira ordem e, teoricamente, seria o canal mais jovem a ser formado na evolução da bacia. Um segmento de segunda ordem é formado pela junção de dois de primeira ordem, e um segmento de terceira ordem pela junção de dois de segunda ordem, e assim por diante. No sistema de Shreve (op. cit.), define-se a magnitude de um segmento de canal como a

soma das ordens dos tributários que o forma. Como a magnitude do canal está relacionada aproximadamente à proporção da área total da bacia que contribui para o escoamento, ela fornece uma boa estimativa da descarga relativa dos canais para pequenos sistemas de rios. O sistema de Strahler (op. cit.) é o mais utilizado e foi aqui adotado considerando-se a hierarquização dos canais para cada bacia e sub-bacia delimitadas anteriormente. Este procedimento visou o estabelecimento de uma cronologia para o desenvolvimento das eventuais morfoestruturas detectadas, posto que, teoricamente, estruturas que estabelecem controles sobre rios de primeira ordem poderiam ser mais novas que aquelas sobre os de segunda ordem e assim por diante, conforme orientam Horton (1945), Strahler (1952), e Schreve, (1967). Não obstante, é importante enfatizar aqui as ponderações de Deffontaines & Chorowics, (1991), para quem estas interpretações podem ser criticadas, considerando a incerteza sobre a evolução concomitante de diferentes cursos d'água de uma dada maturidade em áreas de diferentes litologias ou estruturas. Igualmente os autores chamam a atenção para os processos de captura de rios e da ocorrência de enchentes que podem perturbar a evolução de uma bacia de drenagem.

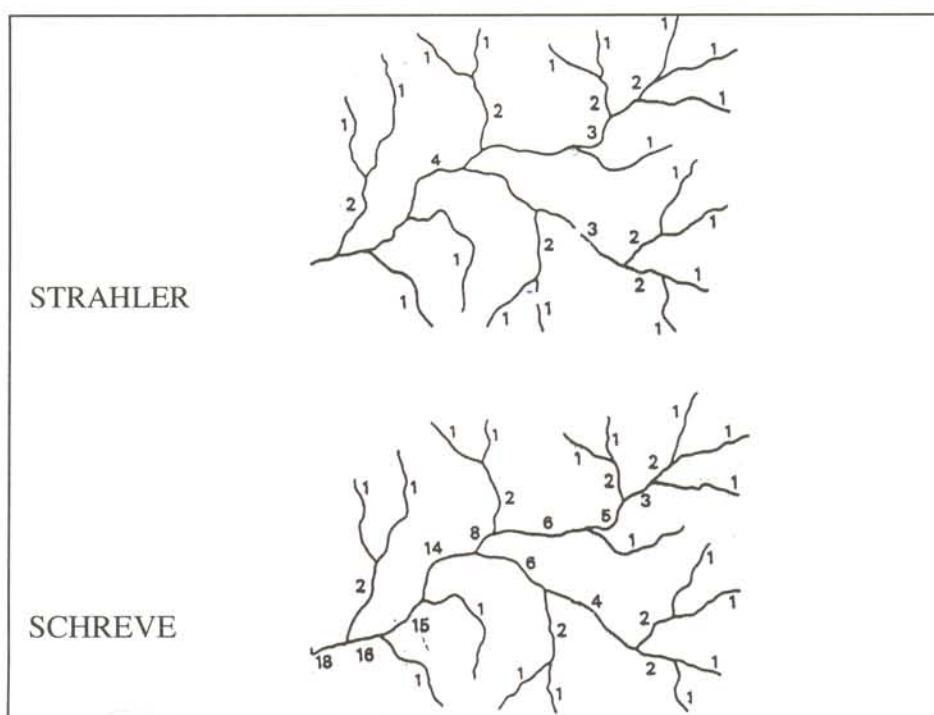


Figura 2.3 – Esquema de ordenamento de canais proposto por Strahler, 1952 (ordem de canais) e Schreve, 1967 (magnitudo de canal).

### 2.3.1.1.3. Caracterização dos Canais de Drenagem

#### 2.3.1.1.3.1. Tipos de canais de drenagem

A caracterização dos tipos de canais de drenagem reveste-se em um procedimento importante no sentido de possibilitar a identificação de eventuais mudanças bruscas no seu comportamento, as quais, em geral, se devem a um aumento ou diminuição na velocidade do fluxo da água, e aumento ou redução no gradiente do canal, podendo ser devidas a um controle estrutural ou litológico.

Schumm<sup>1</sup> apud Schumm (1986) adotando uma classificação de canais aluviais, baseada no tipo de carga de sedimento (carga suspensa, carga mista e carga de fundo) e no padrão do canal (entrelaçado, meandrante e retilíneo), identifica cinco tipos básicos de padrões de canal, que é o desenho formado por um determinado canal de drenagem (Figura 2.4). Existem os canais retos (*straight*) com migração de ondas de areia (padrão 1) ou com talvegue sinuoso e barras alternadas (padrão 2). Os canais meandranes, que podem ser altamente sinuosos e com igual largura (padrão 3a) e canais em que a largura e a curvatura do meandro são variáveis (padrão 3b). A transição de meandrante para *braided* (entrelaçado) (padrão 4) e um típico canal *braided* (padrão 5), completam a seqüência. A variação dos tipos de canais de *retilíneo* para *entrelaçado*, forma uma série contínua, de modo que vários tipos compostos podem aparecer, sendo que Schumm (op. cit.) identificou até 14 tipos de padrões, dentre os quais, *entrelaçado-com-barras*, *meandranes-com-talvegue-entrelaçado*, *entrelaçado-com-barras-alternadas*, entre outros. O autor utiliza ainda a expressão padrão reticulado para uma rede de multicanais que se forma supostamente quando há um fundo de vale largo e plano, diferindo do canal anastomosado que também desenvolve uma rede de multicanais, mas em decorrência de um aumento na declividade.

Como características gerais, os canais retos podem ou não formar barras, e apresentam planície de inundação pouco extensa, podendo se desenvolver em variados tipos de clima. Os canais entrelaçados normalmente mostram ausência de planície de inundação, são multicanais e multibarras, são comuns em clima árido a semi-árido e muito semelhantes aos canais anastomóticos, sendo que estes são observados em diferentes tipos de clima. Já os canais

<sup>1</sup> SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of fluvial system, sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 31.

meandros, apresentam um único canal, têm planície de inundação bem desenvolvida, e são comuns em clima tropical úmido.

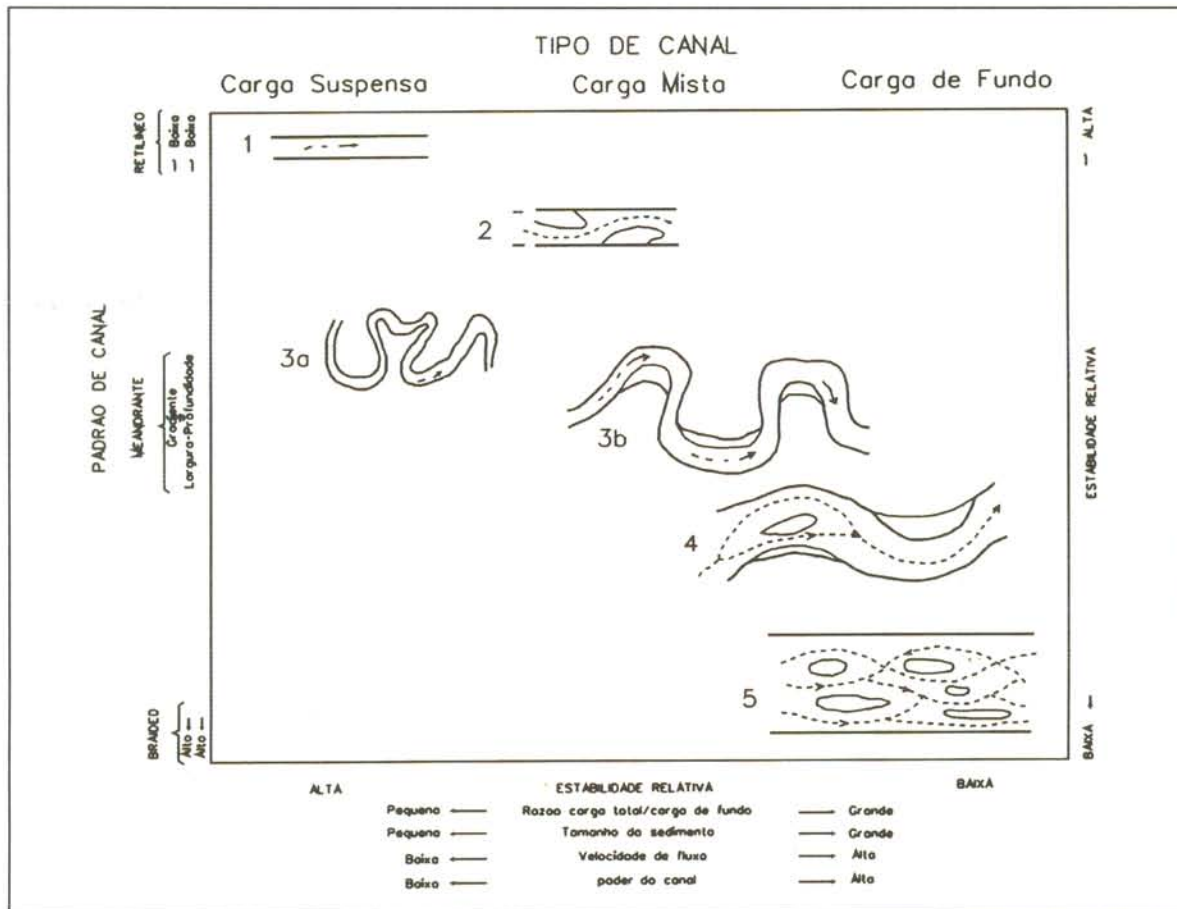


Figura 2.4 – Classificação dos canais com base no padrão e tipo de carga de sedimento com variáveis associadas (seg. Schumm *apud* Schumm, 1986).

#### 2.3.1.1.3.2. Condicionamento à Estrutura Geológica

Uma outra caracterização importante dos elementos da drenagem diz respeito a seu condicionamento a estrutura geológica. Neste sentido a classificação geralmente utilizada foi proposta por W.M. Davis<sup>1</sup> (*apud* Christofoletti, 1980). Com relação a esta, os cursos de água podem ser classificados em (Figura 2.5):

- Conseqüentes;
- Subseqüentes;
- Reseqüentes;

<sup>1</sup> DAVIS, W.M. 1954. *Geographical Essays*. Dover Publications, New York, (2. ed).

- Obseqüentes;
- e Inseqüentes;

**Conseqüente** é o rio que tem seu curso controlado pelo sentido de mergulho de uma estrutura planar, primária ou secundária, seja ela tectogênica ou não, a qual nem sempre coincide com o pendor do terreno. A estrutura geológica sendo de caráter planar, este pode ser um plano de fratura, junta ou mesmo de falha, ou então planos sob a forma de acamamento ou foliação.

**Subseqüente** é o rio que tem seu curso desenvolvido ao longo de linhas de fraqueza, como fratura, contato entre litotipos, discordâncias, etc. Por isso também é chamado de rio direcional seguindo, portanto paralelo à direção da feição planar seja ela primária ou secundária. Constitui um rio que apresenta controle estrutural ou estratigráfico. Geralmente o perfil transversal de seus vales é assimétrico.

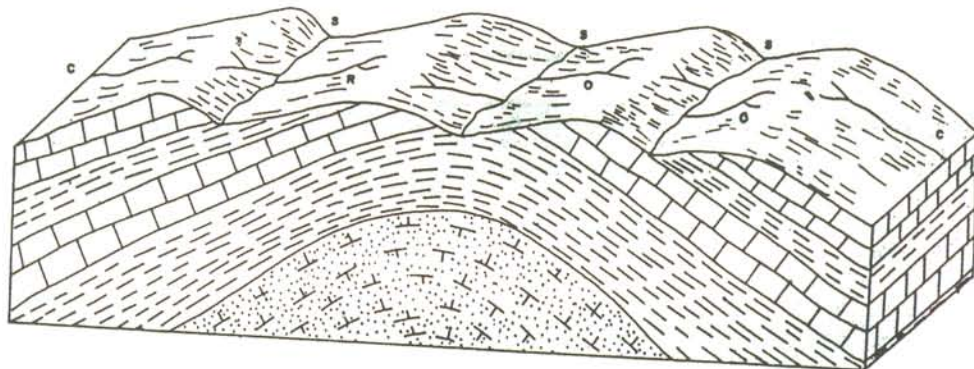


Figura 2.5 - Classificação de rios segundo seu condicionamento à estrutura geológica: (C) rios conseqüentes; (S) rios subseqüentes; (R) rios reseqüentes; (O) rios obseqüentes (Christofolletti, 1980).

**Reseqüente** é o rio que tem seu curso disposto no mesmo sentido da drenagem conseqüente, mas em um nível topográfico inferior. Os mesmos são geralmente afluentes de rio subseqüentes.

**Obseqüente** é o rio que corre em direção oposta à drenagem conseqüente da área. Assim sendo, corre em sentido contrário às estruturas planares tectogênicas ou não de uma dada região.

**Inseqüente** é o rio que não se apresenta, aparentemente, controlado por qualquer parâmetro geológico, seja ele de caráter estrutural, litológico ou estratigráfico.

Ainda relacionados ao controle estrutural, os rios podem ainda ser classificados como *superimpostos e antecedentes*. Um rio **superimposto** é o rio que estabelece seu curso cortando as estruturas geológicas já existentes, sendo, portanto, de formação mais jovem do que as referidas estruturas. Um rio **antecedente** é o que teve seu curso preservado sem ser deslocado, bloqueado ou controlado por estruturas mais jovens (Christofolleti, op. cit.).

Definindo-se essas classificações dos canais, torna-se possível a realização de análises estatísticas sobre esse elemento da drenagem, as quais, de uma maneira geral, podem fornecer subsídios para a caracterização de certos padrões de drenagem. Entre estas análises incluem-se a frequência de orientação dos canais; a frequência de canais por unidade de área; densidade de drenagem; a razão entre a densidade de drenagem e a frequência de canais.

#### 2.3.1.1.3.3. Anomalias associadas ao canal de drenagem

Além dos aspectos já citados existem várias anomalias associadas ao comportamento do canal que devem ser identificados nesta etapa. Estas anomalias fornecem subsídios importantes para análise estrutural principalmente quando ocorrem sobre um substrato homogêneo onde praticamente não há variações significantes de litologia tanto vertical quanto horizontalmente, como é o caso da área em pauta.

Uma das mais importantes é a mudança brusca do padrão do canal, como por exemplo, de *retilíneo* para *meandrante*, de *retilíneo* para *entrelaçado*, de *entrelaçado* para *meandrante* e assim por diante. Como implicam em redução ou aumento de gradiente, constituem em bons indicadores de soerguimentos e rebaixamentos, principalmente se associados a alargamentos ou estreitamentos da planície.

A formação de lagos, seja no meio do canal seja em suas desembocaduras, também são indicadores de movimentos verticais. Na área investigada trata-se de uma feição muito comum, tanto as citadas quanto os lagos de desembocadura, desenvolvidos na foz dos afluentes

dos rios Solimões e Negro, comumente chamados de rias fluviais. Áreas pantanosas e lagos formados em posição interfluvial, normalmente alinhados ocorrem muito frequentemente.

O ângulo de junção dos canais, ou angularidade dos canais, se constitui numa informação muito importante no sentido de localizar a presença de tributários com altos ângulos de junção, indicativo de controle através de falhas ou juntas, ou de tributários com ângulo de junção obtuso, indicativo de inversão do fluxo de drenagem por soerguimento. De acordo com Soares & Fiori (1976) é possível classificar zonas homólogas de drenagem segundo esta propriedade. Nesse contexto a angularidade é baixa onde os ângulos de confluência são agudos ( $<60^\circ$ ); é média quando apresentam ângulos retos ou próximos de  $90^\circ$  ( $.> 60^\circ$  e  $<120^\circ$ ); e é alta quando apresenta ângulos obtusos ( $>120^\circ$ ).

No que se refere a sinuosidade dos elementos texturais de drenagem, Soares & Fiori (op. cit) propõem classificar visualmente em curvos; predominantemente retilíneos; e em curvos e retilíneos. Os elementos retilíneos são considerados como lineações de drenagem, enquanto um disposiçãoem linha reta das lineações de drenagem constitui um alinhamento de drenagem.

Outras feições anômalas que podem ser identificadas na caracterização do comportamento do canal dizem respeito à presença de meandros comprimidos, indicativos de altos estruturais; o deslocamento de tributários ao longo de trechos retos, também chamados de **offset de drenagem**, como indicadores de movimentos direcionais; curvatura de tributários em posição contrária ao gradiente do vale; curvas ou voltas anômalas no canal, as chamadas anomalias em cotovelo, podem indicar movimentos direcionais.

#### 2.3.1.1.4. Caracterização dos Padrões de Drenagem

A identificação dos tipos de padrões de drenagem também representa um passo importante na etapa de caracterização da drenagem, posto que mudanças bruscas ou simples variações de um tipo de padrão para outro, em uma determinada bacia ou conjunto de bacias, são evidências fortes de um controle geológico seja estrutural seja litológico.

Entende-se como padrão de drenagem o arranjo apresentado pelos diversos canais para compor a bacia de drenagem. Em função desse arranjo e do desenho apresentado pela

disposição dos canais, existem inúmeras classificações, algumas com conotação genética e outras puramente descritivas. O exercício de classificar a drenagem, inicialmente de uma forma meramente descritiva, tem registros desde o final do século XIX com a pioneira classificação de Campbell<sup>1</sup> *apud* Deffontaines & Chorowicz (1991). Já no século XX adveio o importante trabalho de Zernitz (1932), onde os diferentes desenhos formados pelas bacias de drenagem foram sistematizados em padrões de drenagem, apresentando um significado para cada um deles; o autor identificou cinco padrões de drenagem básicos aos quais denominou de *dendrítico*, *paralelo*, *treliça*, *retangular*, *radial* e *anelar*, que ainda hoje são a base de todas as classificações de padrões de drenagem. Esses padrões básicos poderiam apresentar variações em suas propriedades definindo os padrões básicos modificados conforme mostra a tabela 2.2.

**Tabela 2.2 – Classificação dos padrões de drenagem segundo Zernitz (1932)**

PADRÕES BÁSICOS	DENDRÍTICO	TRELIÇA	PARALELO	RETANGULAR	RADIAL	ANELAR
PADRÕES MODIFICADOS	Subdendrítico	Treliça de Falha	Subparalelo	Angular	Centrífugo	
	Pinado		Colinear		Centrípeto	
	Anastomótico					

Posteriormente vários autores propuseram classificações de padrões de drenagem que, seguindo em termos gerais a sistemática de Zernitz (op. cit.), acrescentaram padrões tanto básicos como modificados (Miller & Miller, 1961; Lubowe, 1964; Strandberg, 1967; Fairbridge, 1968; Gregori & Walling, 1974). Destaca-se neste aspecto o trabalho de Howard (1967), que acrescentou mais quatro padrões básicos a essa classificação, denominando-os de *Multibasinal*, *Contorcido*, *Complexo* e *Palimpsesto*, bem como diversas variações associadas a cada um deles às quais também chamou de *padrões de drenagem básicos modificados*, adotando os postulados de Zernitz (op. cit.), conforme tabela 2.3 e figura 2.6

Deffontaines & Chorowicz (1991) apresentaram um amplo levantamento das propostas mais importantes sobre classificação de padrões de drenagem, e montaram uma lista completa dos padrões básicos de drenagem e de seus padrões modificados, à qual chamaram de catálogo relevante. Para cada tipo de padrão, seja o básico seja o modificado, apresentaram ainda uma descrição da morfologia sob o ponto de vista dos diversos autores que o descreveu,

<sup>1</sup> CAMPBELL, M.R. 1896. Drainage modifications and their interpretation. J. Geol. Chicago, 4: 567-581.

indicando os fatores causais que controlam o seu desenvolvimento. Por fim, forneceram exemplos caracterizados em diversas partes do mundo. Os resultados desse trabalho constam da tabela 2.4, e a partir dele, os autores concluem que essas classificações, em geral, não estabelecem nenhuma relação genética ou evolutiva entre os diferentes padrões de drenagem, constituindo-se, em verdade, mais numa referência descritiva – catálogo foi o termo utilizado – do que numa classificação verdadeira. Entendendo que a classificação deve, por natureza, ser genética, admitem ser necessário encontrar relacionamentos entre diferentes padrões de modo a entender a evolução da drenagem de uma dada região.

**Tabela 2. 3 – Padrões de drenagem básicos e modificados segundo Howard (1967)**

<b>PADRÕES BÁSICOS</b>	<b>PADRÕES MODIFICADOS</b>
Dendrítico	Subdendrítico
	Pinado
	Distributário
	Anastomótico
Treliça	SubTreliça
	Treliça Direcional
	Treliça Recurvado
	Treliça de Falha
Paralelo	Treliça de Junta
	Subparalelo
Retangular	Colinear
	Angular
Radial	Centrípeto
Anelar	
Multibasinal	Cárstico
	Termacárstico
	Baía Alongada
	Glacialmente Perturbado
Contorcido	Composto
	Palimpsesto

Nesse sentido, o relacionamento mais simples vislumbrado pelos autores é o que se estabelece entre redes de drenagem que se sucedem através do tempo em uma mesma região. Com base nessa premissa agrupam as diversas classificações apresentadas segundo quatro ordens de desenvolvimento, denominadas: 1. Rede de Drenagem Inicial; 2. Rede de Drenagem em Desenvolvimento; 3. Rede de Drenagem Avançada; e 4. Rede de Drenagem Composta. A composição do quadro da classificação proposta leva ainda em consideração o tipo de substrato, se homogêneo ou heterogêneo, e a declividade do terreno, se horizontal ou inclinada. A

**classificação genética** completa pode ser visualizada na tabela 2.5, e os seus princípios foram empregados na execução da presente pesquisa. Os tipos de padrões de drenagem identificados foram relacionados aos tipos genéticos propostos por esses autores, permitindo uma visão bastante clara da evolução da rede de drenagem e fornecendo, em consequência, subsídios valiosos para o entendimento da evolução tectônica da área, bem como da evolução paleogeográfica.

Para a presente pesquisa, além da caracterização dos padrões de drenagem, outras propriedades importantes ligadas a esses padrões foram analisadas e, dentre elas, o grau de continuidade proposto por Lima (2002); a triopia, o grau de integração e assimetria, de Lueder (1959); e a densidade de drenagem e de canais de Horton (1945), assim definidas por esses autores. A **triopia**, segundo Soares & Fiori (1976) é a propriedade dos elementos se desenvolverem segundo uma direção preferencial. Quanto a esta propriedade esses autores classificam a drenagem segundo a presença de uma ou mais direções de linhas de drenagem francamente dominante em : unidirecional; bidirecional, tridirecional e multidirecional, sendo que esta pode ser estruturada ou não estruturada; o **Grau de Integração** compreende a perfeita interação entre as drenagens de uma determinada bacia de maneira a fornecer um padrão consistente de seus ramos, cujo traçado deve ser o mais simples possível. É qualificado em alto quando houver integração de mais de 75 % da drenagem; médio, quando existir possibilidade de integração de 50 a 75 % da drenagem; baixo quando a integração for inferior a 75 % da drenagem. **Grau de Continuidade**: mede a continuidade do traçado dos canais de drenagem fornecendo informações sobre permeabilidade, porosidade e grau de dissolução das rochas. Quando os canais forem bem marcantes em termos de continuidade, com vales em **V** bem encaixados e contínuos, tem-se um alto grau de continuidade, provavelmente por elevada permeabilidade do terreno. Caso ocorram dificuldades no delineamento da drenagem, isto pode significar que o terreno é muito poroso como nos arenitos; do mesmo modo, se a drenagem desaparecer bruscamente por dissolução, como em calcários ou evaporitos, de um modo geral, é um exemplo de baixo grau de continuidade; a **Densidade de Drenagem**: refere-se à relação entre o comprimento total dos canais e a área da bacia ou sub-bacia

Tabela 2.4 – Descrição dos padrões básicos e modificados de rede de drenagem (Deffontaine &amp; Chorowicz, 1991). (continua)

TIPOS BÁSICOS DE PADRÕES DE DRENAGEM		CAUSAS
TIPO	MORFOLOGIA	
Dendrítico	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ramos irregulares em todas as direções (1)</li> <li>- ramos semelhantes a uma árvore</li> <li>- junção do canal principal com os tributários em ângulos variados (1)</li> <li>- os canais são inseqüentes em origem (1)</li> <li>- nenhum canal é conseqüente</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- o declive é o fator controlador (1)</li> <li>- as rochas oferecem resistência uniforme em superfícies horizontais (planos, platôs, rochas cristalinas maciças (1)</li> <li>- rochas que sofreram intenso metamorfismo (1)</li> <li>- a drenagem dendrítica implica em carência ou ausência de controle estrutural significativo (1)</li> </ul>
Treliça	<ul style="list-style-type: none"> <li>- tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para o qual o tributário primário conflui (1)</li> <li>- tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao tributário primário (1)</li> <li>- situa-se entre o padrão dendrítico e o retangular</li> <li>- a drenagem treliça compreende canais subseqüentes conectados por resseqüentes ou obseqüentes. (1)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- a drenagem como um todo é conseqüente em origem; pode localmente assumir o padrão treliça como um resultado de glaciação</li> <li>- o padrão treliça é característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada (1)</li> <li>- rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau inclinadas ou dobradas (2).</li> <li>- áreas de fraturas paralelas (2)</li> </ul>
Paralelo	<ul style="list-style-type: none"> <li>- canais aproximadamente paralelos uns aos outros (1)</li> <li>- planícies de lagos, planícies costeiras, bacias glaciais basculadas e com declive forte.</li> <li>- lados de vales jovens, em lagos ou mares fechados, em escarpas de falha.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- declive regional pronunciado (longo) e inclinação moderada a forte (1)</li> <li>- controle do declive por feições topográficas paralelas, controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais. (1; 2)</li> </ul>
Retangular	<ul style="list-style-type: none"> <li>- curvas em ângulo reto tanto no canal principal quanto nos tributários; é mais irregular que o padrão treliça.-</li> <li>- confluências em ângulo reto. (1)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- controle estrutural dominante (1)</li> <li>- juntas e falhas das rochas em ângulo reto (1)</li> <li>- os canais seguem linhas de fraqueza (1)</li> <li>- rochas metamórficas e sedimentares dobradas</li> </ul>
Centrífugo	<ul style="list-style-type: none"> <li>- os canais se irradiam de uma área central</li> <li>- radial do centro para fora (3)</li> <li>- multirradial é um complexo de padrões radiais em um campo vulcânico</li> <li>- é como um anel (1)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- drenagem conseqüente de domos, montanhas (vulcões, monadnocks, maciços residuais) (1, 3)</li> </ul>
Anelar	<ul style="list-style-type: none"> <li>- subseqüente em origem e associado com domos intensamente dissecados ou estruturas embacadas; diatremas (1;3)</li> <li>- (a) conseqüente e radial em origem (1)</li> <li>- (b) tributários subseqüentes desenvolvidos na medida em que a erosão avança (1)</li> <li>- padrão anelar ou circular (1)</li> <li>- desenvolve quando os estratos sedimentares apresentam grandes variações no grau de resistência (1)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- maior influência da estrutura sobre o declive</li> <li>- (a) o declive só controla o curso inicial do canal</li> <li>- (b) estrutura e declive ajustam o curso na maturidade do canal</li> </ul>
Multibasinal	<ul style="list-style-type: none"> <li>- múltiplas depressões (2)</li> <li>- lagos (3)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- depósitos superficiais hummocki (2)</li> <li>- áreas de vulcanismo recente, dissolução de calcários e permafrost (2)</li> </ul>
Contorcido	<ul style="list-style-type: none"> <li>- O padrão difere do treliça recurvado pela carência de um uma linha de ordem regional, e a descontinuidade de cristas e vales geralmente é em menor escala. (2)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- rochas metamórficas grosseiramente acamadadas (2)</li> <li>- diques, veios e bandas migmatizadas dão origem a camadas resistentes em algumas áreas. (2)</li> </ul>

(continua)

TIPOS MODIFICADOS DE PADRÕES DE DRENAGEM		
TIPO	MORFOLOGIA	CAUSAS
<b>Dendrítico Modificado</b>		
Subdendrítico	<ul style="list-style-type: none"><li>- canais principais consecuentes (1)</li><li>- os tributários se estendem horizontalmente</li><li>- variações sutis do dendrítico. (1)</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- fraco controle topográfico ou estrutural ténue e controle secundário insignificante</li><li>- rochas homogêneas</li></ul>
Pinado	<ul style="list-style-type: none"><li>- os canais são consecuentes em origem. (1)</li><li>- junções em ângulo agudo, e tributário frequentemente espaçados e mais ou menos paralelos (1, 2)</li><li>- padrão em forma de pena ou como copa de árvores (2).</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- controle pela declividade (declividade uniforme do canal principal) (1)</li><li>- rochas homogêneas resistentes (materiais facilmente erodíveis de textura fina como cinzas vulcânicas e siltes) (3)</li><li>- a acumulação recente é o fator controlador (3)</li></ul>
Dicotômico	<ul style="list-style-type: none"><li>- padrão arborescente ou em ramagens (2).</li></ul>	
Distributário	<ul style="list-style-type: none"><li>-leques aluviais e deltas (2).</li><li>- os tributários divergem de um canal principal (2)</li></ul>	
Anastomótico	<ul style="list-style-type: none"><li>- entrelaçamento de canais tortuosos, lamaçentos, pantanosos e oxbow lakes (diferente dos canais braided) (1)</li><li>- comuns em planícies de inundação, deltas e pântanos de maré (1)</li></ul>	
<b>Treliça modificado</b>		
Subtreliça	<ul style="list-style-type: none"><li>- formas de relevo alongadas e paralelas, paralelismo e continuidade de drenagem dominante</li></ul>	
Treliça direcional	<ul style="list-style-type: none"><li>- direção de treliça dominante controlada pela estrutura ou pela litologia – tributários em um lado são mais longos que no outro (2)</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- série de falhas, juntas ou planos de fraqueza paralelas.</li><li>- declividade fraca com cristas de praia</li><li>- homoclíneo suave (2)</li></ul>
Treliça de falha	<ul style="list-style-type: none"><li>- o espaçamento entre os canais subseqüentes paralelos é mais largo que no treliça típico (1).</li><li>- ramos convergentes e divergentes, de falhas grosseiramente paralelas (2)</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- é um treliça controlado por falhas (1)</li><li>- série de falhas ou planos de fraqueza paralelos</li><li>- grabens e horsts alternados ou uma sucessão de rifts paralelos.</li></ul>
Treliça de junta	<ul style="list-style-type: none"><li>- falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas. (2)</li></ul>	
Treliça recurvado	<ul style="list-style-type: none"><li>- curvas acentuadas ao redor de narizes de dobras com caimento (2)</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- distinção entre antiiformes e siniformes, o canal mais longo indica a direção do mergulho do eixo (2)</li></ul>
Reticulado	<ul style="list-style-type: none"><li>- como um <i>grid</i></li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>- origem natural e antropogênica</li></ul>

(conclusão)

TIPOS MODIFICADOS DE PADRÕES DE DRENAGEM		
TIPO	MORFOLOGIA	CAUSAS
<b>Paralelo Modificado</b>		
Subparalelo	- canais orientados em direções similares mas sem a regularidade do padrão paralelo - como uma árvore de álamo (2)	- xistosidade, falhamentos e dobramentos complexos (1) - controle pela declividade e formas de relevo paralelas (2, 1).
Colinear	- sucessão de canais que se estendem ao longo de uma mesma linha reta (podem desaparecer e emergir rio abaixo) (1)	- litologia. Dunas ou sulco em rochas de composição uniforme (areias, poeira vulcânica)
<b>Retangular Modificado</b>		
Angular	- as junções formam ângulos agudos ou obtusos sem nenhum ângulo reto (1, 2). - numerosas curvas em ângulo agudo e tributário <i>barbed</i> (curso no sentido contrário ao gradiente do vale (2)	- rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas (3). - intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto (2).
<b>Centrípeto Modificado</b>		
Centrípeto	- vertentes internas de crateras ou caldeiras, domos brechados, bacias estruturais (1). - algumas vezes suas dimensões são insignificantes para aparecer nos mapas (1) - os canais fluem para dentro, em direção, ou nas proximidades de depressões centrais fechadas (2)º	- a drenagem centrípeta de bacias estruturais pode ser consequente ou resequentes, enquanto que nos domos é obsequente (1). - crateras, caldeiras ou outras depressões (2). - sinclinais ou anticlinais erodidos (3)
<b>Multibasinal Modificado</b>		
Cárstico	- depressões fechadas com declive forte	- calcários (2)
Termocárstico	- pequenos lagos, circulares ou ovais	- <i>permafrost</i> (2)
Baía alongada	- as depressões são largas, elípticas e paralelas (2)	- planícies costeiras e deltas (2)
Glacial	- depressões, pequenas ou largas, espaçadas (2)	- erosão e/ou deposição glacial (2)
<b>Contorcido Modificado</b>		
Irregular	- regiões glaciais (1) - canais podem existir sem vale - numerosos lagos e pântanos	- a glaciação desenvolve uma nova rede de drenagem sem reações com a estrutura sobrejacente (1)
Composto	- dois ou mais padrões contemporâneos (2)	- integração parcial de drenagem em área de morainas (2)
Palimpsesto	- drenagem ou canais mais antigos abandonados	- a acumulação recente é o fator controlador (3)
Yazoo	- diques forçam os tributários a desviar e fluir paralelamente ao canal principal	- irrigação
Antropogênico	- figuras retilíneas ou geométricas	- pequenos lagos e canais sinuosos
Desarranjado	- glacialmente superimposta	

(1) Zernitz (1932); (2) Howard (1967); (3) Gagnon (1974)

*Tais propriedades podem refletir de uma forma qualitativa, mas bastante direta,* variações nas características da paisagem. Torna-se ainda mais importante se tais variações estão a ocorrer em um mesmo domínio climático e onde praticamente não ocorrem variações na natureza litológica do substrato. Nesse contexto, as influências tectônicas ou morfotectônicas podem ser as mais significativas.

#### 2.3.1.1.5. . *Simetria ou Assimetria da bacia*

A feição anômala mais importante associada ao padrão de drenagem sem dúvida é a assimetria de drenagem, de fácil visualização pela diferença apresentada pelos comprimentos dos canais nas duas vertentes do canal coletor. Esta feição é indicativa de movimentação vertical com a vertente mais curta posicionada no bloco soerguido e a mais longa no rebaixado. Por outro lado de acordo com Soares et al. (1982), os cursos d'água que se desenvolvem sobre estratos inclinados tendem a se ajustar ao acamamento. No caso de estratos fraca a moderadamente inclinados, os elementos de drenagem vão apresentar tamanho e/ou arranjo sistematicamente diferentes de cada lado de um elemento de ordem imediatamente superior, sendo que os elementos mais longos, de baixa angularidade e subparalelos geralmente correm no mesmo sentido das camadas (rios conseqüentes e reseqüentes), enquanto que os rios mais curtos, com ângulos abertos (forma denominada de candelabro) fluem em sentido perpendicular ao acamamento (rios obseqüentes).

Soares et al. (1982) classificam arbitrariamente as formas assimétricas, visualizadas através de imagens de radar e satélite em sedimentos da Bacia do Paraná em quatro grupos de formas, cada uma apresentando diferentes graus de estruturação (Figura 2.7). Essas variadas formas tendem a representar um escalonamento no grau de controle da drenagem pelo mergulho das camadas, isto é, as formas assimétricas mais complexamente organizadas seriam indicações mais concretas de mergulho. A linha de drenagem coletora, em relação a qual se verifica a assimetria, tende a identificar-se com o traçado do acamamento. Nesse contexto, uma forma assimétrica também é um excelente indicador de terrenos basculados.

**Tabela 2.5 – Classificação Genética da rede de drenagem de Deffontaines & Chorowics (1991). Ho – substrato homogêneo; He – substrato heterogêneo.**

	HORIZONTAL		INCLINADA
REDE DE DRENAGEM INICIAL	Ho	AMORFO LAGUNADO TERMOCÁRSTICO CÁRSTICO MULTIBASINAL	ANASTOMÓTICO DISTRIBUTÁRIO CENTRÍFUGO CENTRÍPETO
	He	RETICULADO	DICOTÔMICO
REDE DE DRENAGEM EM DESENVOLVIMENTO	Ho	DENDRÍTICO	PARALELO COLINEAR
	He	ANGULAR TRELIÇA CONTORCIDO ANELAR	
REDE DE DRENAGEM AVANÇADA	ENTEROMÓRFICA		
REDE DE DRENAGEM COMPOSTA	PALIMPSESTO PINADO ANTROPOGÊNICO		

#### 2.3.1.1.6. Linearidade dos Canais de drenagem

Canais retos alinhados por longas distâncias ou conjuntos de canais ainda que curtos, mas se dispoendo alinhadamente, constituem-se em importantes indicadores de controle estrutural, tratando-se de uma propriedade de primeira ordem na análise estrutural da drenagem. Para esta caracterização é recomendável que o mapa de drenagem seja reduzido a uma escala duas vezes a quatro menor do que a que se pretende como produto final, e, neste, sejam traçados as lineações de drenagem através de traços retos ou mesmo curvilíneos, que depois devem ser transpostos para o mapa na escala de trabalho. Um agrupamento de lineações de drenagem constitui um alinhamento de drenagem. Esta propriedade torna-se tão mais importante quanto mais longos forem os alinhamentos ou se associados a outras propriedades como, entre outras, a assimetria de drenagem, formação de terraços em apenas uma das margens ou mudanças bruscas no padrão ou na direção do canal. drenagem

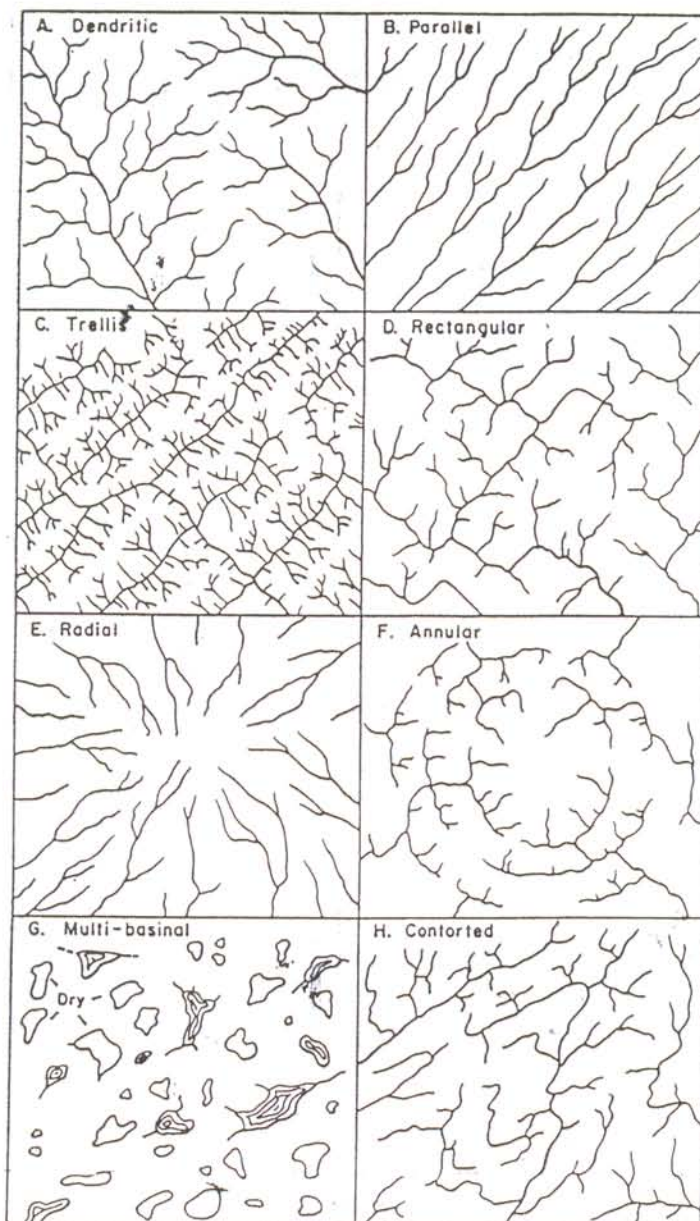


Figura 2.6a - Padrões básicos de drenagem (seg. Howard, 1967)

Lattman<sup>1</sup> *apud* Soares et al., (1982) diferencia em fotogeologia os termos traço de fratura e lineamento com base nas dimensões da feição linear. No caso se a feição linear tem até 3 km é considerada traço de fratura, e, dimensões maiores que esta caracterizariam os lineamentos, ainda que determinados de uma forma composta, i.e., através de vários traços de fraturas.

<sup>1</sup> LATTMAN, L.H. 1959. Techniques of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogrammetric Engineering*, 24(4): 568-576.

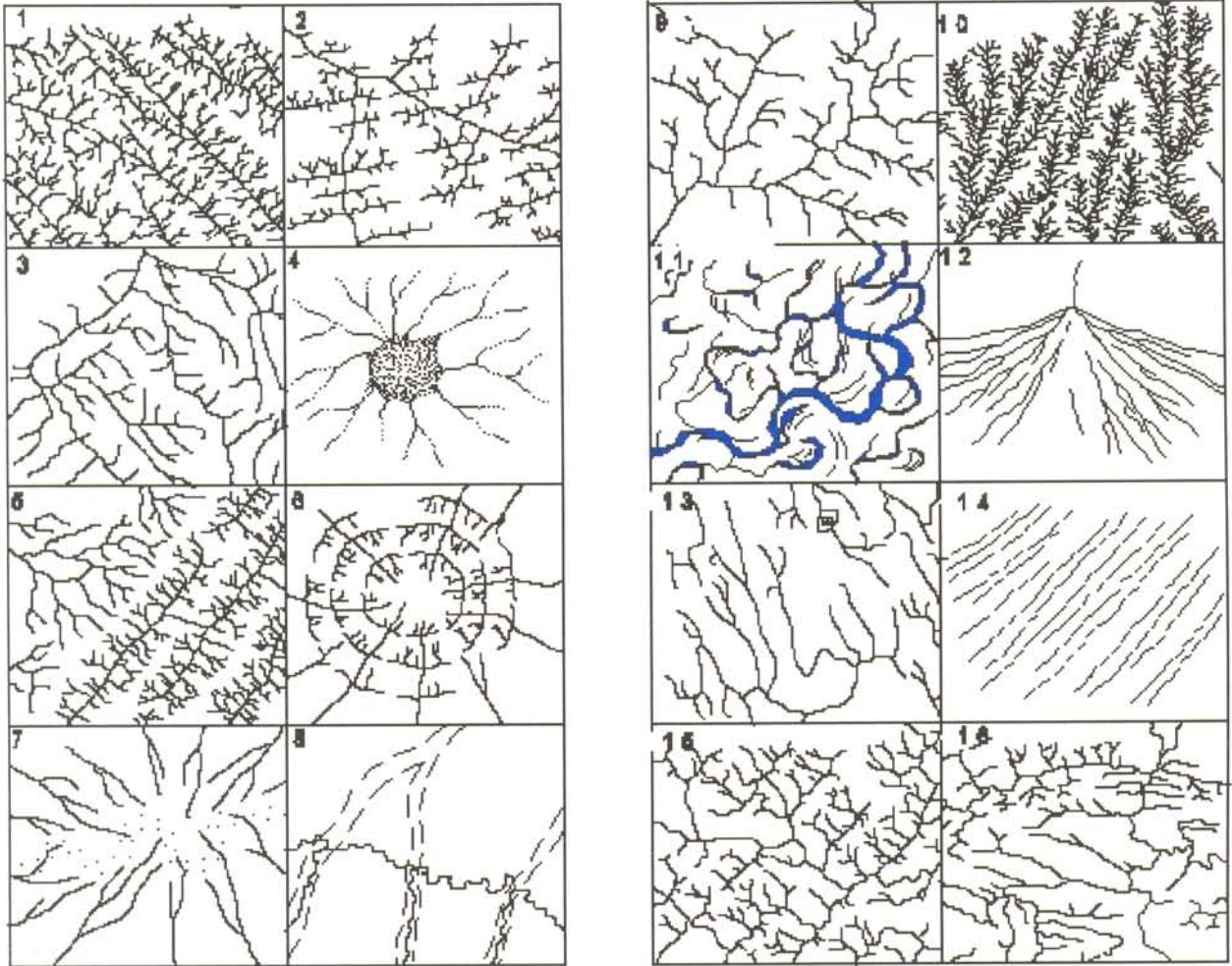
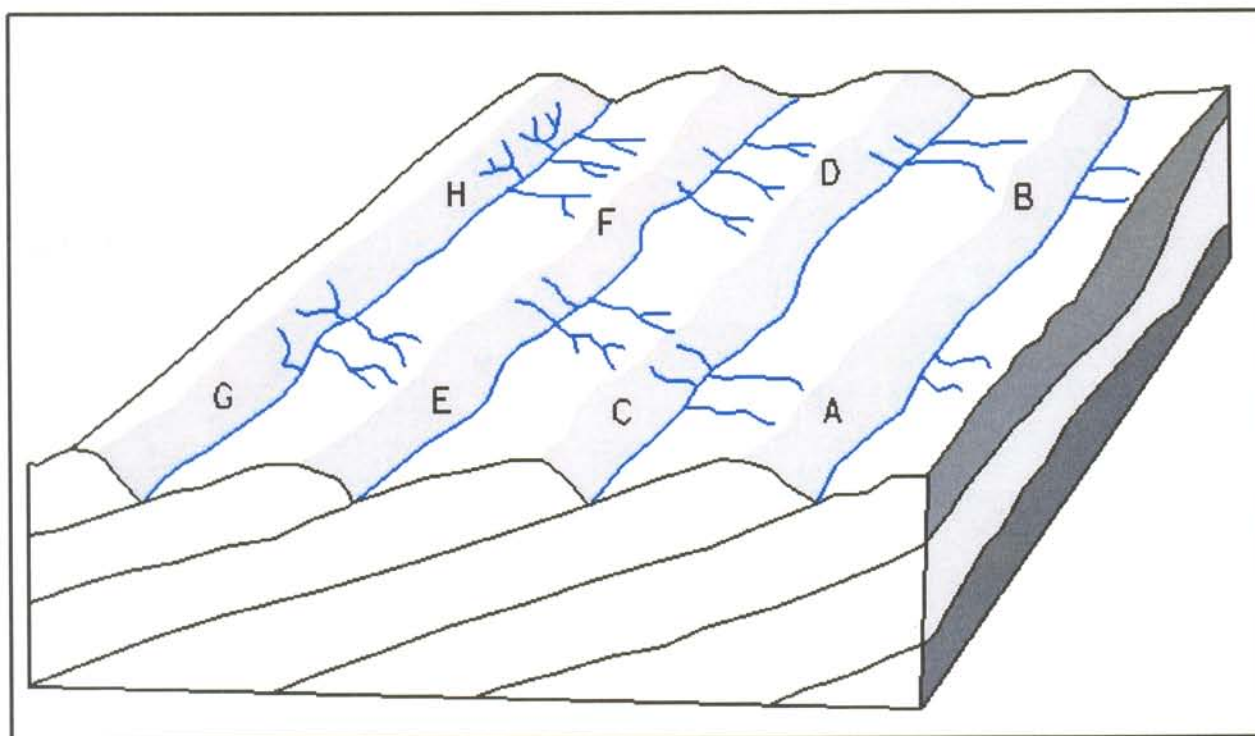


Figura 2.6b – Alguns padrões básicos modificados segundo Howard (1967). Convenções: (1) Treliça de Falha; (2) Treliça de Junta; (3) Angular; (4) Centrípeto; (5) Complexo; (6) Composto radial-anelar; (7) Palimpsesto; (8) Palimpsesto; (9) Subdendrítico; (10) Pinado; (11) Anastomótico; (12) Distributário; (13) Subparalelo; (14) Colinear; (15) Treliça Direcional; (16) Treliça Recurvada.



**Figura 2.7 – Classificação de assimetrias de drenagens segundo Soares et al. (1982). (A) Simples incompleta fracamente estruturada; (B) Simples incompleta fortemente estruturada; (C) Simples completa fracamente estruturada; (D) Simples completa fortemente estruturada; (E) Ramificada incompleta fracamente estruturada; (F) Ramificada incompleta fortemente estruturada; (G) Ramificada completa fracamente estruturada; (H) Ramificada completa fortemente estruturada.**

Soares et al (1981), no que se refere à linearidade da drenagem, consideram três formas de interesse observáveis em imagens de radar e de satélite: lineações de drenagem, os alinhamentos e as zonas homólogas unidirecionais. Para os autores, lineações de drenagem constituiriam elementos retilíneos e contínuos (500m a 3 km), que deveriam ser interpretados como traços de fraturas tectônicas, embora com as mais diferentes causas; os alinhamentos seriam uma disposição retilínea de lineações de drenagem e/ou relevo, de dezenas de quilômetros, e interpretados como lineamentos produzidos por falhas que afetaram as rochas expostas; as zonas homólogas caracterizariam zonas onde a drenagem dispõe-se anormalmente estruturada em duas direções, sendo interpretadas como estreitas faixas de intenso fraturamento nas rochas expostas, refletindo falhamentos em profundidade.

Soares et al. (1982) classificam as feições lineares, identificadas através de fotos aéreas na Bacia do Paraná, em quatro tipos: alinhamento, traço de fratura, lineamento e lineação. Alinhamento seria um termo genérico, significando um arranjo alinhado de quaisquer elementos observados em fotos aéreas, sem conotação genética ou estrutural. Traço de fratura seria um conceito para mapa geológico, por isto o termo foi utilizado sempre que as lineações foram interpretadas como reflexo de fraturas nas camadas. Lineamento seria um alinhamento de feições naturais, com dimensões acima de 3 km, controlado por descontinuidade estrutural. E a lineação seria uma feição linear retilínea ou arqueada traçável na foto.

Estas feições podem ser tomadas como base para medidas de direções de canais com vistas à definição de orientações preferenciais em histogramas, ou à identificação de anomalias fluviais localizadas, como deslocamento de tributários ao longo de trechos retos, curvatura de tributários em posição contrária ao gradiente do vale, e curvas ou voltas anômalas do canal, como as anomalias em arco ou em cotovelo, normalmente associadas a falhas de rejeito direcional.

#### 2.3.1.2. Interpretação Estrutural da Drenagem

A interpretação das anomalias observadas com base nos procedimentos referidos será tanto mais segura quanto mais os critérios de interpretação, isto é, as feições anômalas ocorrerem conjuntamente. Isto quer dizer que uma bacia assimétrica terá mais probabilidade de constituir uma morfoestrutura se, em conjunto, ocorrer, por exemplo, trechos retos, alinhamento ou linearidade do canal principal ou dos tributários, variações no tipo de padrão de drenagem em uma ou mais bacia, mudanças bruscas no comportamento do canal, como, por exemplo, passar bruscamente de retilíneo para meandrante, ou de meandrante para entrelaçado e vice-versa, e assim por diante. Dessa forma, a interpretação, na maioria das vezes, permite uma convincente definição da geometria e da cinemática da estrutura as quais podem estar representadas por sistemas de fraturas e juntas associadas aos diferentes regimes tectônicos; à estruturas relacionadas a movimentos verticais, implicando em rebaixamentos e soerguimentos da superfície, e à estruturas associadas à movimentação direcional.

No Anexo 2 – MAPA MORFOTECTÔNICO, estão localizadas todas as feições morfoestruturais definidas na etapa de caracterização da drenagem de acordo com representações gráficas específicas, as quais se encontram representadas na figura 2.8.

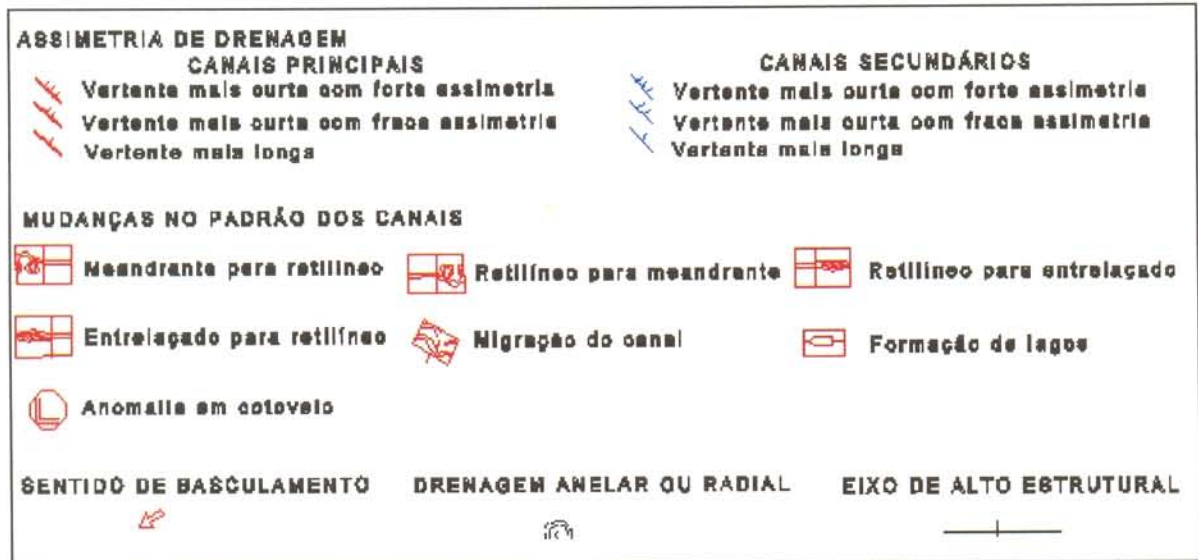


Figura 2.8 – Representação das feições morfoestruturais

#### 2.3.1.2.1. Drenagem Controlada por Sistemas de Fraturas

O traçado da linearidade dos canais e a definição da tropia, a hierarquização da rede de drenagem e a determinação do ângulo de junção dos canais, são procedimentos particularmente importantes em bacias cujo padrão de drenagem apresenta forte controle estrutural por fraturas ou falhas, onde, em geral, os canais se ajustam a estas descontinuidades estruturais. Neste caso, a orientação dos canais pode ser considerada como a das fraturas, e uma análise estatística destas orientações em diagramas de roseta ou em histogramas polares, pode indicar a direção geral do fraturamento para cada *catchment* e, por conseguinte, eventuais variações de condicionamento estrutural.

Os padrões de drenagem particularmente indicados para este tipo de análise, são o treliça e suas modificações para treliça de falha e de juntas, o retangular e o paralelo ou suas variações para angular e subparalelo, respectivamente. O padrão retangular normalmente está associado ao controle dos canais por um sistema de falhas e fraturas, e é bastante evidente em rochas graníticas, mas também se manifesta em rochas sedimentares, como no caso da área investigada, através de curvas anômalas dos canais ao redor de  $90^\circ$ , provocando anomalias em cotovelo. Neste caso, mesmo em litologias homogêneas, as juntas podem ser suficientemente bem desenvolvidas para produzir zonas lineares, mais suscetíveis ao intemperismo e erosão. É o caso também do padrão paralelo, em geral associado a falhas proximamente espaçadas, mas

também podem se desenvolver em terrenos com uma certa inclinação, como nas estruturas monoclinais de terrenos basculados com até 5° de inclinação, situação muito comum na área investigada.

O ordenamento das orientações das fraturas, segundo a ordem dos canais, pode mostrar a história da orientação do *stress* neotectônico ou comportamento recente do *stress* na litosfera. Estudos têm demonstrado similaridade entre a orientação da drenagem e o campo do *stress* (Summerfield, 1991), resguardando-se nesse aspecto as restrições apontadas por Deffontaines & Chorowics (1991) e referidas anteriormente.

De acordo com Soares & Fiori (1976) deve ser considerado um limite máximo para o tamanho do traço de fratura já que a partir de uma certa extensão as fraturas sofrem deslocamento comportando-se como falhas. O valor de 3,5 km foi considerado como ideal por Soares & Fiori (op cit.)

#### 2.3.1.2.2. *Drenagens Controladas por Estruturas com Movimentos Verticais*

Os movimentos verticais da superfície em geral estão associados a sistemas distensivos, compressivos, ou a sistemas transcorrentes com movimentação oblíqua, bem como a zonas transtensivas ou transpressivas, implicando em soerguimentos e rebaixamentos através de falhas normais, inversas, arcos, domos, bacias, altos estruturais e basculamentos.

As possibilidades são grandes, mas os efeitos sobre a drenagem serão sempre aumento ou redução do gradiente do canal, e os secundários seriam o desenvolvimento de áreas de agradação ou de degradação do canal, com aumento ou diminuição da carga de sedimentos (Schumm, 1986).

Estas estruturas podem modificar o padrão da rede de drenagem como um todo, ou influenciar, por vezes significativamente, o comportamento do canal provocando anomalias fluviais, tais como alargamento ou estreitamento de canais, desenvolvimento de meandros ou de um padrão entrelaçado (*braided*) em um rio retilíneo (*straight*), barramento de rios e formação de lagos (*ponds*) anômalos, formação de rios-lagos ou rias fluviais, pântanos ou preenchimentos aluviais, variação na largura de diques aluviais ou descontinuidade nos diques, deslocamento de tributários ao longo de trechos retos, curvatura de tributários em posição contrária ao gradiente do

vale, e curvas ou voltas anômalas do canal, como as anomalias em cotovelo, são possíveis indicadores de atividades tectônicas (Figura 2.9).

Adicionalmente, a tectônica ativa pode produzir entalhamentos, convexidades ou concavidades do perfil longitudinal, variações na profundidade do canal, e agradação e degradação (Schumm, 1986).

#### 2.3.1.2.2.1. Controles sobre o Padrão de drenagem

Segundo Summerfield (1991), os padrões de drenagem são influenciados por muitos fatores, incluindo variáveis climáticas e litológicas, mas a estrutura geológica é acima de tudo o principal fator, estabelecendo controles sobre o padrão de drenagem através de inclinações regionais da superfície ou através de descontinuidades estruturais como falhas e fraturas, que podem acarretar assimetria da bacia de drenagem ou mudança brusca do padrão da rede de drenagem (Figura 2.9).

Conforme pode ser observado na Tabela 2.4, alguns padrões de drenagem, por si só, são indicativos de estrutura geológica. Falhas ativas podem ser reveladas pelos padrões treliça, retangular, distributário ou palimpsesto. Zonas de dobramento ativo mostram padrão anelar ou treliça; zonas soerguidas podem ser identificadas pelos padrões distributário, centrífugo, palimpsesto, amorfo, pinado e lagunado; zonas subsidentes são identificadas pelos padrões reticulado, multibasinal, centrípeto e palimpsesto; e zonas basculadas pelos padrões treliça, dicotômico, paralelo, colinear ou palimpsesto. Muitos padrões compostos, por exemplo, envolvem pequenos enclaves de um padrão dentro de outro, em vez de dois padrões adjacentes de igual magnitude. Uma ilustração seria a ocorrência localizada de uma drenagem radial ou anelar dentro de um padrão dentrítico regional (Figura 2.9 A, B e C). Muitas modificações e variações de padrões também envolvem anomalias como, por exemplo, paralelismo local de canais em um padrão dentrítico. Neste caso, a classificação do padrão ou dos padrões de drenagem para cada *catchment* poderá com relativa facilidade indicar este tipo de condicionamento.

O padrão dentrítico seria o padrão básico de comparação posto que se desenvolve em áreas onde não há um controle estrutural ou litológico marcante afetando a drenagem, estando, em geral, associado a estratos sedimentares horizontais ou aproximadamente horizontais ( $\pm 1^\circ$  de

inclinação), ou com rochas ígneas maciças. Podem também estar associados a estratos dobrados complexos ou a rochas metamórficas em que as variações litológicas (em termos de resistência ao intemperismo e erosão) são insuficientes para modificar o padrão dentrítico (Summerfield, 1991, Deffontaines & Chorowics, 1991).

Com base na análise do padrão de drenagem é possível inferir com razoável segurança o comportamento do mergulho das camadas. O padrão pinado pode ser indicativo de terrenos com 6° a 7° de inclinação, e a drenagem radial, de estruturas dômicas e cones vulcânicos, muito semelhantes à centrípeta desenvolvidas em caldeiras, crateras e bacias tectônicas. A drenagem anelar, por sua vez, ocorre associada a domos erodidos em sedimentos em que se alternam litologias resistentes e frágeis.

Segundo Soares & Fiori (1976) as camadas são estruturas que se originaram quase sempre em posição horizontal ou quase horizontal. Quando submetida a deformação tem sua posição original modificada definindo diferentes zonas homólogas através do controle exercido sobre a drenagem. Em camadas sub-horizontais a rede de drenagem apresenta forma bidirecional, com angularidade média, elementos curvos e retilíneos. Em camadas suavemente inclinadas (3° a 10°) a drenagem tende a ser unidirecional com angularidade baixa ou bidirecional simétrica, com mergulho no sentido do escoamento nos elementos subparalelos ou de baixa angularidade. Em camadas medianamente inclinadas (10° a 30°) a drenagem é assimétrica e subparalela o mergulho acompanha o declive da zona homóloga, isto é, o sentido do escoamento da drenagem. Em camadas fortemente inclinadas a rede de drenagem tem forma unidirecional com angularidade média e a direção dominante desenvolve-se paralelamente à direção das camadas.

Um aspecto importante a ser observado quando se analisa o padrão de drenagem, relaciona-se à comparação entre as larguras dos *catachments* dos distributários. Em geral, em regiões infensas à movimentação, os *catachments* tendem a manter uma largura aproximadamente constante, obviamente que diminuindo em direção à foz. Um aumento acentuado da largura de um ou mais *catachments* pode ser indicativo de movimentação vertical, seja ao longo do canal principal seja na direção do distributário.

#### 2.3.1.2.2.2.. Controles Sobre o Padrão do Canal.

O principal efeito esperado da estruturação neotectônica sobre o padrão do canal é a adaptação de seu curso às feições planares, mormente juntas, falhas e fraturas, características que são verificadas nas imagens de sensores remotos em inúmeros canais presentes na área, cuja retilinearidade do canal permite uma rápida definição do traçado em planta da estrutura. No caso da definição geométrica e cinemática das falhas, principalmente quando se trata de movimentação vertical, surge a necessidade da aplicação de uma série de modelos relacionados a mudanças no padrão do canal ou ao comportamento dos padrões de drenagem, os quais aliados à litoestratigrafia, à geomorfologia e ao quadro estrutural regional possibilitam uma interpretação convincente em relação ao caráter transcorrente, normal ou inverso, e ao sentido do movimento.

De acordo com Ouchi (1985), os efeitos sobre o comportamento dos rios aos movimentos tectônicos ativos dependem do tipo de deformação e do tipo de canal, incluídos o padrão do canal e o tipo de carga de sedimento. O principal efeito observável da deformação aparece primeiro no padrão do canal e nos processos de agradação e degradação da paisagem, na medida em que o rio se ajusta ao novo perfil do fundo do vale decorrente da deformação.

Segundo Schumm (1986), muitos dos maiores rios do mundo estão adaptados a baixos estruturais e grandes sistemas de geofraturas, citando o baixo rio Mississipi e o rio Grande como claramente adaptados a zonas de instabilidade estrutural, bem como o baixo Amazonas, o Níger, Tigre, Eufrates, Reno entre outros, os quais, a despeito da sua alta descarga, devido ao baixo gradiente, podem ser afetados significativamente por pequenas mudanças na declividade do talvegue, causadas por deformação tectônica.

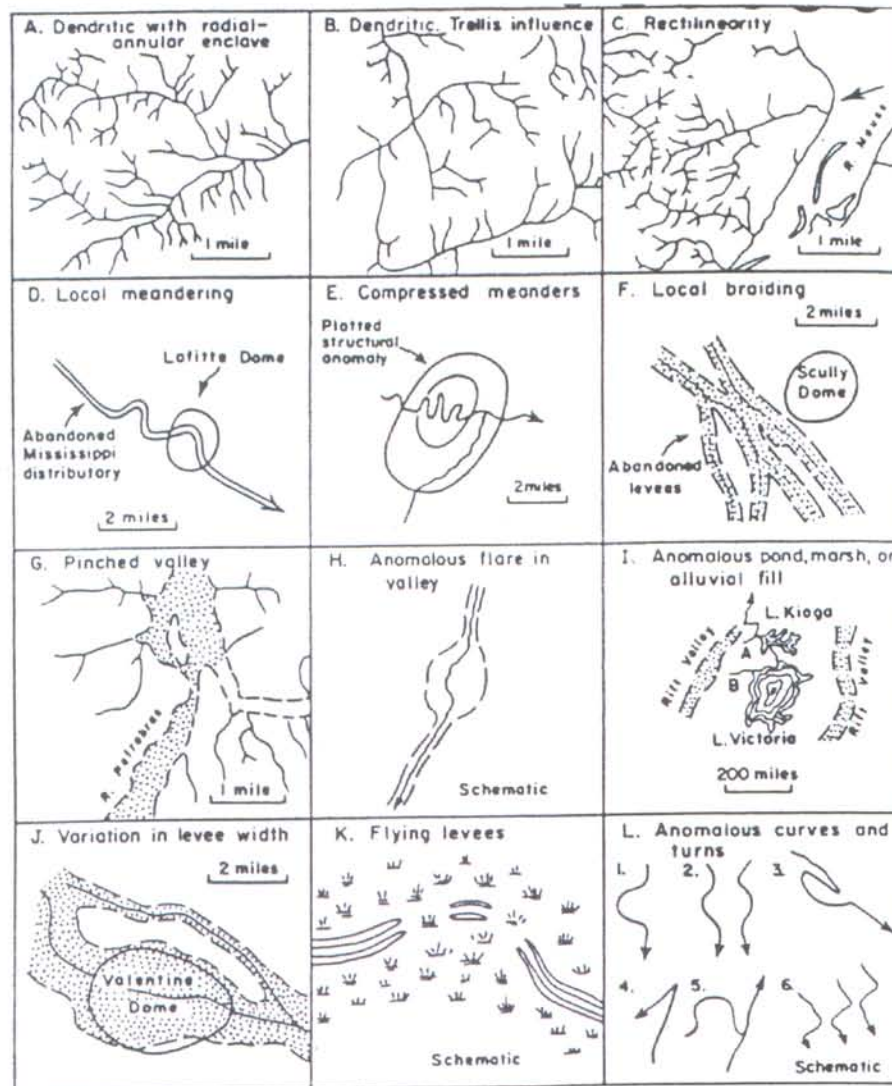


Figura 2.9. – Exemplos de anomalias de drenagem segundo Holmes<sup>1</sup> apud Howard (1967)

As relações entre tectônica e a drenagem são claramente mostradas nos efeitos de um soerguimento. A modificação da drenagem ocorrerá se a taxa de soerguimento exceder a taxa de aprofundamento do canal. Os efeitos podem ser bem complexos (ver figura 2.15).

Em áreas de relevo mínimo, com gradiente muito baixo, caso da área investigada, movimentos tectônicos bem fracos podem ter profundos efeitos no padrão de drenagem, e isto se deve, em parte, porque mesmo um leve basculamento da superfície, por uma fração de grau, pode

<sup>1</sup> HOLMES, A. 1965. *Princípios de geologia física*. 2d ed. New York, Ronald Press, p. 1058.

causar uma drenagem reversa. Um outro fator, é que um rio com baixo gradiente, especialmente quando ele tem uma descarga pequena, será incapaz de desenvolver uma taxa de aprofundamento do talvegue suficiente para manter seu curso original (Schumm, 1986).

Ouchi (1985) desenvolveu modelos hipotéticos para definir as respostas dos diversos tipos de rios a movimentos de soerguimentos ou subsidências, independente da geometria da estrutura envolvida, considerando nestes modelos o tipo de carga de sedimento (*bed-load*, *mixed-load* ou *suspended - load*), conforme proposta de Schumm (1986) (Figura 2.4). Nas ilustrações apresentadas nas figuras 2.10, 2.11, 2.12, 2.13 e 2.14, considerou-se tanto os soerguimentos quanto os rebaixamentos, mencionados no texto a seguir, como provocados por falhas normais ou inversas.

Para os rios entrelaçados (*braided*), que são típicos rios com carga de fundo (*bed-load*), um aumento na declividade do canal devido a um soerguimento a montante pode mudar o padrão deste canal de *entrelaçado - com - talvegue - meandrante* para *entrelaçado- com-barras*. De outra sorte, uma diminuição no declive do vale por rebaixamento a jusante pode causar uma mudança de *entrelaçado-com-barras* ou *entrelaçado-com-talvegue-meandrante* para um padrão de barras alternadas. No caso de um soerguimento transversal a um rio entrelaçado, o padrão *entrelaçado-com-barras* sempre será observado a jusante do soerguimento, onde o declive é mais íngreme e aumenta a descarga de sedimento (Figuras 2.10a e 2.11a). Terraços são formados na parte central do soerguimento onde ocorrerá degradação. A tendência à manutenção do padrão entrelaçado a montante do soerguimento pode ser menor que a jusante, tendo em vista que a declividade do canal tenderá para um aplanamento, e a descarga de sedimentos não aumenta. Barras alternadas com uma tendência ao padrão entrelaçado a montante, terraços e degradação na área central, e um padrão *entrelaçado-com-barras* a jusante do soerguimento, serão as feições dominantes. Em se tratando de uma subsidência ou rebaixamento transversal, ocorrerá agradação desde a parte central para montante da área subsidente, e um canal retilíneo (*straight*) com barras transversas pode desenvolver-se a jusante (Figuras 2.10b e 2.11b). Em alguns casos ocorrem inundações das margens e avulsão do canal, podendo desenvolver múltiplos canais. Na terminação a montante da subsidência, onde tende a se formar uma irregularidade convexa no declive do canal, ocorrerá degradação, a qual passará a remover esta irregularidade aumentando a

carga de sedimentos a jusante. Neste contexto, a montante da subsidência predominará um padrão *entrelaçado-com-barras*.

No caso de um soerguimento transversal a um rio meandrante, que são rios com carga de sedimentos mista ou suspensa, haverá aumento da sinuosidade a jusante do soerguimento enquanto o fundo do vale sofre aumento de declividade (Figuras 2.12a e 2.14a).

A montante do soerguimento deve ser esperada uma retilinização (*straightening*) do canal, mas os efeitos de barramento do canal podem ser mais aparentes. Como um resultado, haverá inundação das margens e avulsão do canal, ocorrendo formação de pântanos e deposição de material fino. O padrão reticulado (ou em alguns casos anastomosado) também pode se desenvolver.

Depois de atingido o limiar do padrão, haverá corte de meandros na zona de maior declividade, iniciando um processo de degradação e migração do canal. O padrão sinuoso, ou entrelaçado-com-ilhas se desenvolverá a jusante do soerguimento nos rios de carga mista (Figuras 2.12a e 2.14a) e o padrão anastomosado nos de carga suspensa (Figuras 2.13a). A convexidade formada pelo soerguimento será reduzida devido ao processo de degradação, e a área pantanosa será drenada, deixando registros através de canais colmatados e marcas de paleomeandros. Para rios de carga suspensa, que são mais estáveis e podem acomodar maiores sinuosidades que os rios de carga mista, o processo como um todo ocorrerá mais lentamente.

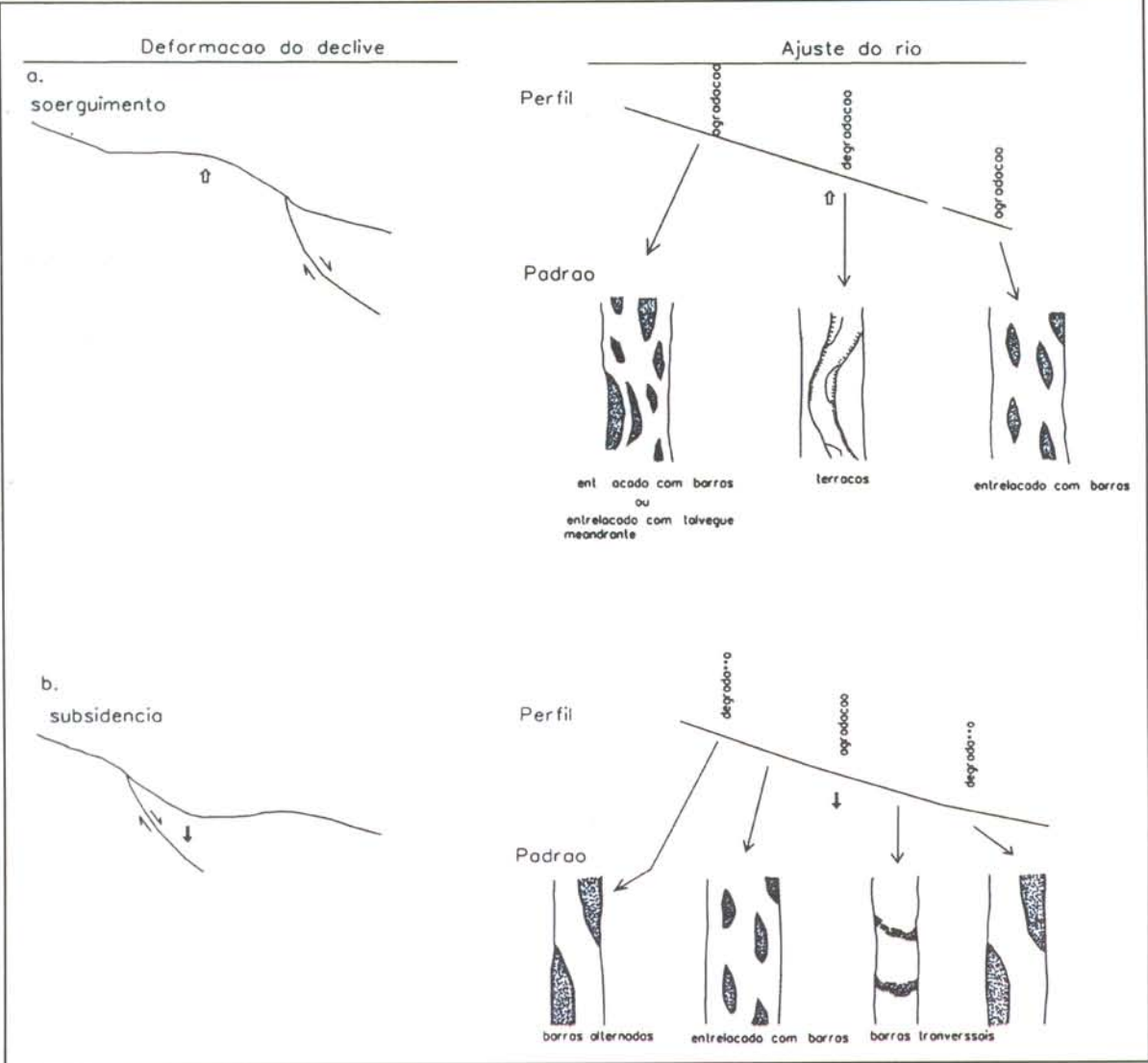


Figura 2.10 - Ajuste de um rio entrelaçado (carga de fundo) a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b), devido a uma falha normal (Modif. de Ouchi, 1985)

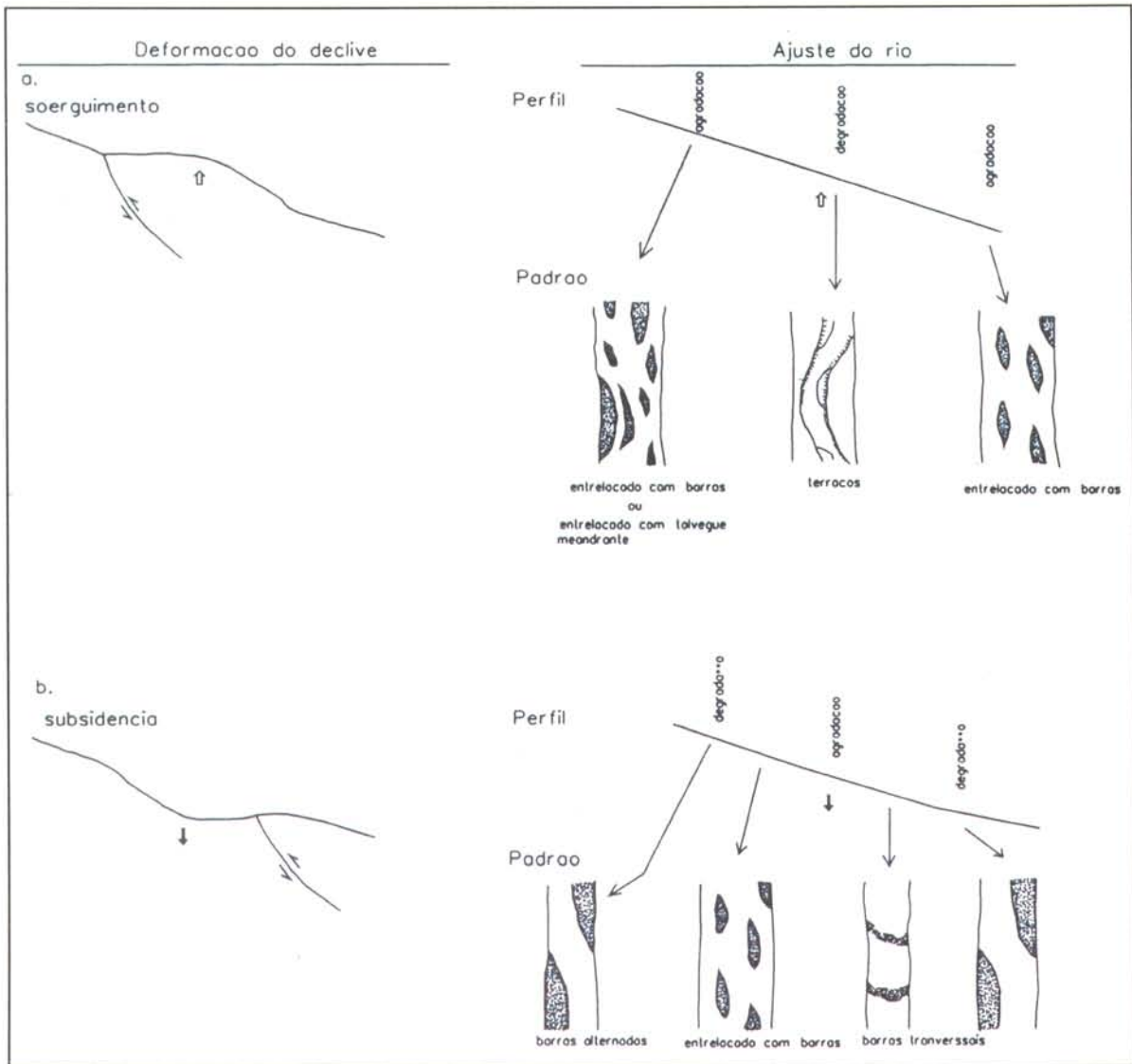


Figura 2.11 - Ajuste de um rio entrelaçado a um soerguimento (a) e uma subsidência (b), devido a uma falha inversa transversal ao canal (Modif. de Ouchi, 1985)

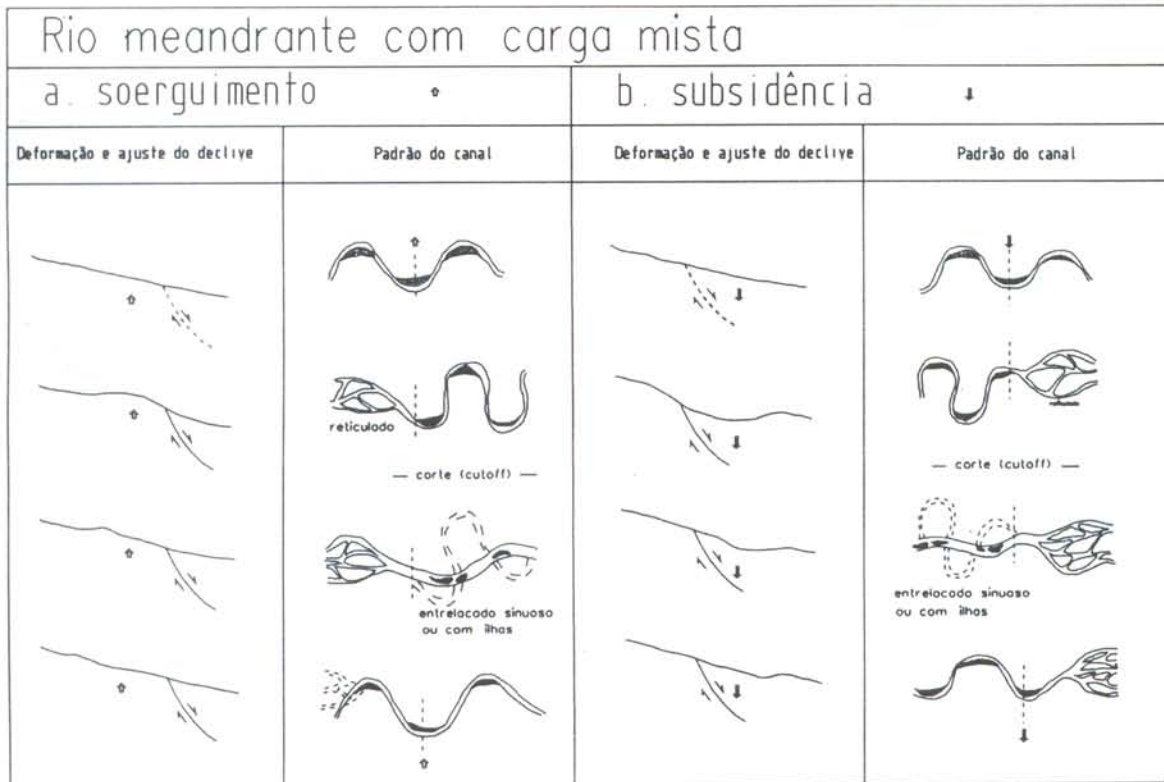


Figura 2.12 - Ajuste de um rio meandrante com carga mista a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b) devidos à falha normal transversal ao canal (Modif. de Ouchi, 1985)

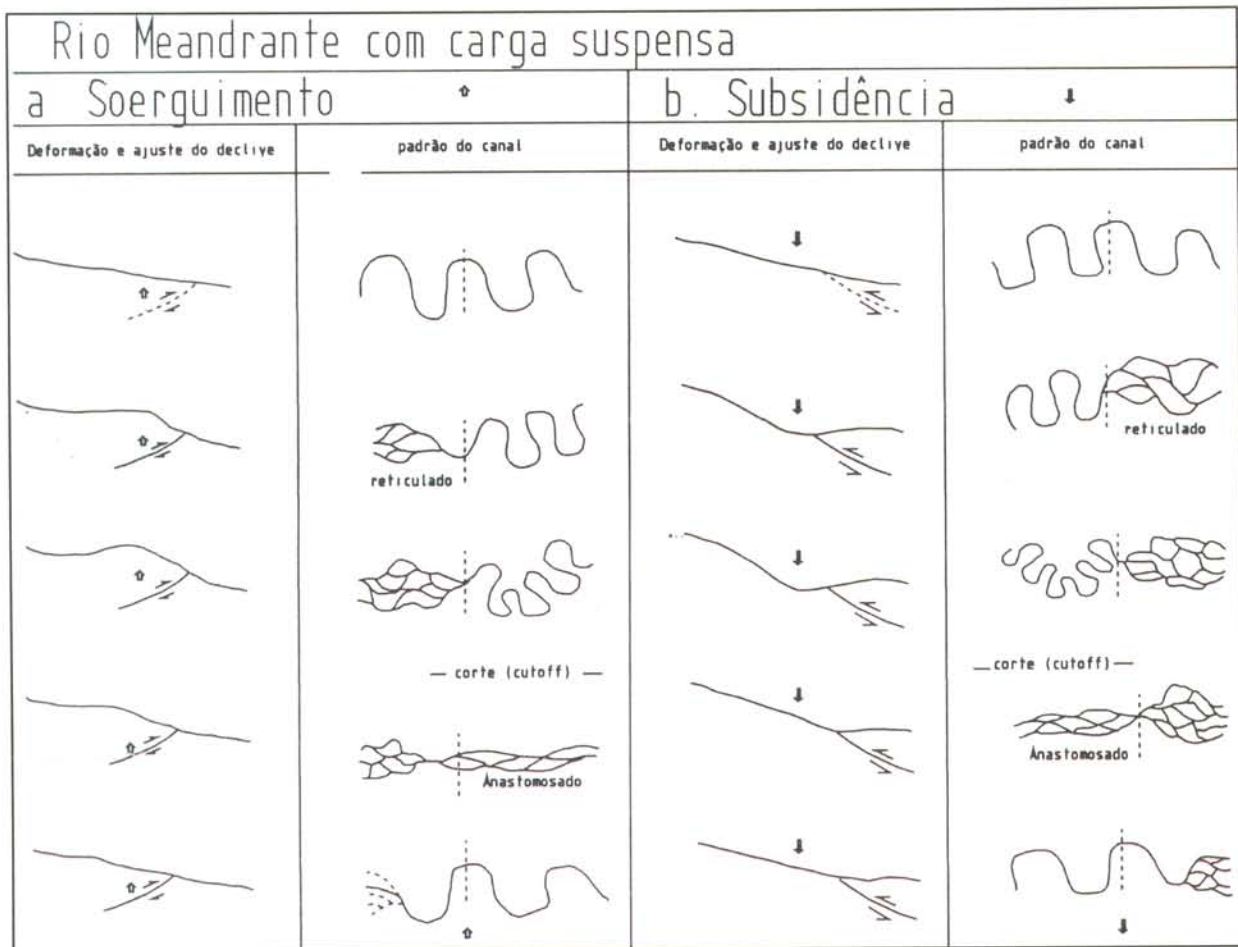


Figura 2.13 - Ajuste de um rio meandrante com carga suspensa a um soerguimento (a) e uma subsidiência (b) associado a uma falha inversa transversal ao canal (modif. de Ouchi, 1985).

O aumento na sinuosidade também ocorrerá a montante de uma subsidiência transversal a um rio meandrante com carga mista (Figuras 2.12b e 2.14b). Para jusante é de se esperar uma condição semelhante àquela que ocorre a montante de um soerguimento, conforme descrito no parágrafo anterior; contudo, pelo fato de o processo de ajuste da declividade por agradação acontecer lentamente, haverá maiores condições de desenvolvimento e preservação de condições pantanosas a jusante da parte inferior da subsidiência, do que a montante de uma área soerguida. O padrão reticulado tem maior probabilidade de se formar próximo da terminação a montante da zona subsidente nos rios meandrantes de carga suspensa (Figura 2.13b). Do mesmo modo que a montante de uma zona soerguida, o padrão entrelaçado-com-sinuosidade nos rios de carga mista (Figura 2.12b e 2.14b), e o padrão anastomosado nos rios de carga suspensa (Figura 2.13b) poderão se desenvolver devido ao corte de curvas de meandros a montante da zona subsidente. Como a restauração do declive, por agradação das áreas rebaixadas, demandará mais

tempo que a degradação nos casos das áreas soerguidas, uma feição comum nas áreas rebaixadas será a formação de canais com padrão reticulado ou lagos.

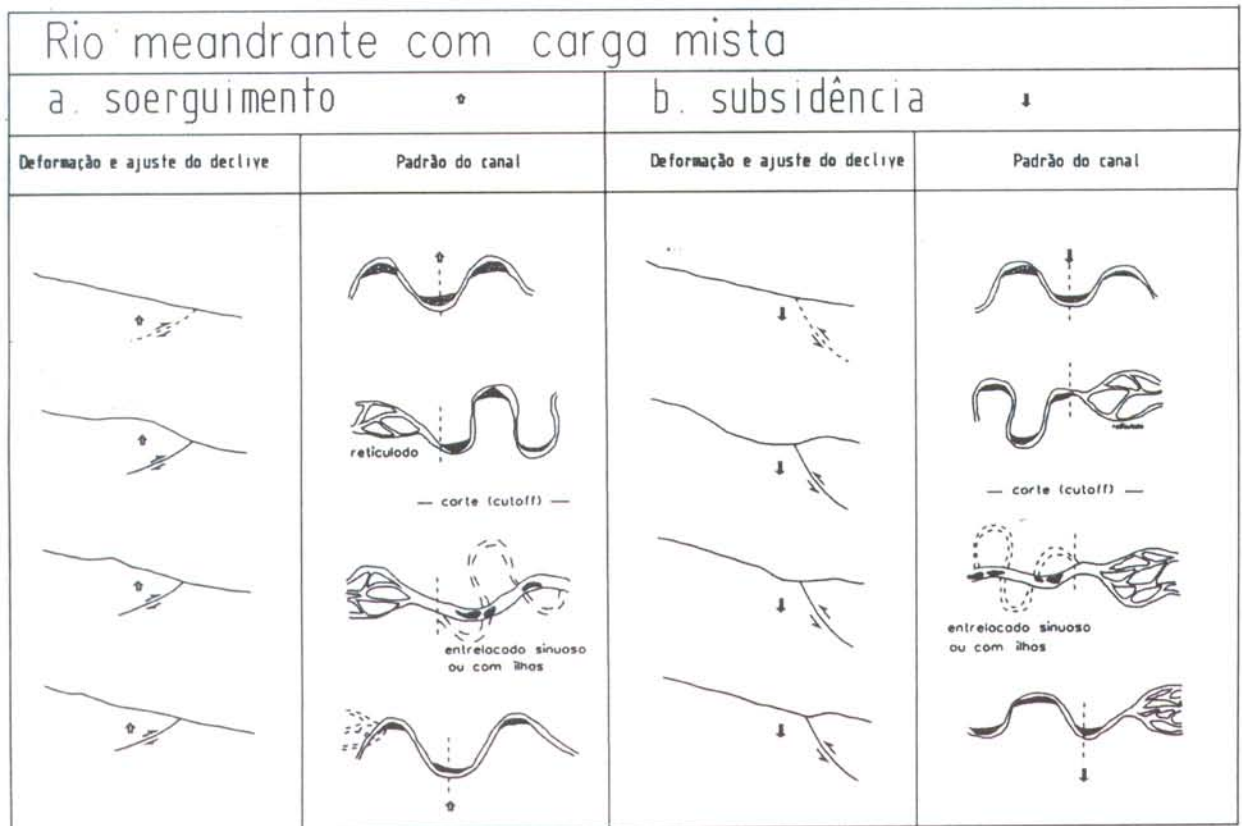


Figura 2.14 - Ajuste de um rio meandrante com carga mista a um soerguimento (a) e a uma subsidência (b) devidos a falha inversa transversal ao canal (Modif. de Ouchi, 1985)

A modelagem de Ouchi (1985) abordada nas linhas precedentes pressupõe uma restauração do declive do rio após a movimentação, situação que ocorre quando a rocha ou a taxa de deformação envolvida possibilita a continuidade do fluxo da água, a despeito das modificações nos padrões do canal, processo conhecido como antecedência, ou seja, o rio é *antecedente*. Se o soerguimento ou rebaixamento envolver uma rocha resistente e uma taxa de deformação suficientemente alta, haverá, certamente, um desvio do curso do rio, associado ao processo de captura do rio, assunto que será abordado adiante.

Segmentos longos e retilíneos de canais, particularmente se alinhados através do divisor com segmentos lineares de outros canais, constituem uma anomalia chamada de retilinearidade, se o padrão de drenagem não for o retangular, angulado ou treliça de falha. Uma

fratura ou um veio facilmente erodível pode ser indicado. Uma outra anomalia interessante é o aparecimento abrupto e localizado de meandramento em um rio retilíneo, que pode ser relacionado a uma súbita redução a montante do gradiente, causada por soerguimento transversal ao canal.

#### 2.3.1.2.2.3.. Mudanças nas fácies sedimentares

De acordo com Ouchi (1985) e Summerfield (1991), mudanças no padrão do canal causadas por deformação superficial são evidenciadas por variações nas fácies sedimentares. Estudos detalhados podem detectar mudanças de fácies de camadas sedimentares a partir do conhecimento dos movimentos tectônicos e vice-versa. No caso de depósitos de rios entrelaçados, um padrão fortemente entrelaçado desenvolverá fácies de barras longitudinais estratificadas horizontalmente a jusante de um soerguimento e a montante de um rebaixamento. A jusante de um rebaixamento ocorrerá fácies de barras transversais, cuja estrutura sedimentar dominante é a estratificação cruzada planar. Os depósitos de rios meandrantés podem mostrar verticalmente uma mudança de fácies cíclica em resposta aos lentos movimentos tectônicos atuais. A jusante de um soerguimento e a montante de um rebaixamento, o crescimento de barras em pontal intensificará a deposição de areias associadas a este padrão arquitetural. As fácies de barras em pontal serão interrompidas por fácies de canais entrelaçado-com-sinuosidade, entrelaçado-com-ilhas ou anastomosado, quando a mudança no padrão do canal ocorrer nas áreas de maior declividade. As fácies de barras em pontal voltarão a surgir após a restauração do declive. A jusante da subsidência ou a montante do soerguimento, um padrão de canal reticulado aumentará a deposição de planície de inundação.

Na área pesquisada ficaram bastante evidentes as significativas mudanças sofridas pelo canal do rio Solimões, em decorrência das movimentações tectônicas, e que ocasionaram deposições aluvionares diferenciadas. Nesse contexto foram caracterizados variados tipos de depósitos que marcam a história de deposição do rio, que começa por uma sedimentação fluviolacustre, que marca os períodos de acentuado rebaixamento com acumulação de sedimentos em lagos. A progressão da deformação, com a conseqüente migração do canal para sudoeste-sul, provoca um aumento de declividade acompanhada de deposição através de canais meandrantés com sedimentos de barra em pontal. Inundações periódicas respondem pela ocorrência de

depósitos de transbordamento, e a tendência do canal a um perfil de equilíbrio, em face da relativa quietude tectônica, está representada por barras longitudinais que formam as ilhas no meio do canal.

#### 2.3.1.2.2.4. Captura de rios

A captura de rios acontece quando um curso d'água erode mais agressivamente que um outro adjacente e captura sua descarga pela intercessão do canal. A taxa mais rápida de erosão do canal que efetua a captura pode ser devido a uma declividade mais forte provocar uma descarga mais elevada, ou ao fato de estar erodindo estratos menos resistentes ou a uma combinação desses fatores. Em escala regional, um fator adicional pode ser um contraste de precipitação pluviométrica devido à existência de uma cadeia de montanhas, que desenvolve rios com alta descarga no lado mais úmido, os quais tendem a seccionar a cadeia por erosão e capturar os rios formados no lado menos úmido. O ponto no qual ocorre a captura é freqüentemente indicado por uma brusca mudança na direção do canal, freqüentemente da ordem de 90<sup>o</sup> (Summerfield, 1991)

Para Deffontaines & Chorowics (1991) a captura de rios no sentido grosseiro resulta da modificação da direção do fluxo devido a fatores tais como erosão das cabeceiras de um tributário, a eliminação de meandro (corte de meandro) e a intercessão de tributários em um meandro do canal principal. As principais feições morfológicas desenvolvidas são: zonas de cabeceiras indeterminadas pela presença de pântanos, lagos ou áreas alagadiças; desajuste de canais em vales fora das proporções do poder erosivo do canal; cotovelos ou incisões de canais conseqüentes.

Por interferência tectônica a captura pode ocorrer sob diversas situações, mas sempre dependente da resistência da rocha e da taxa de deformação, posto que provoca modificações na direção do fluxo do rio e do próprio canal. No caso de um soerguimento transversal ao rio, com rebaixamento a jusante, pode acontecer o seccionamento do canal e inversão do fluxo no segmento posicionado sobre o bloco abatido, que passa a correr para um canal adjacente havendo a captura do trecho seccionado. No caso de um soerguimento a jusante, dependendo da resistência das rochas que constituem o bloco soerguido, o rio não consegue se ajustar ao novo perfil do vale, ocorrendo o desvio do seu curso segundo a zona de fraqueza que provocou o

soerguimento, passando o rio a fluir para um canal adjacente, ocorrendo a captura, com abandono do trecho posicionado no bloco soerguido.

#### 2.3.1.2.3. *Drenagens Controladas por Estruturas com Movimentação Horizontal ou Direcional*

De acordo com Summerfield (1991), o principal efeito sobre uma drenagem controlada por falhas de rejeito direcional é o *offset* da drenagem, entendida como o deslocamento da drenagem ao longo da linha de falha, ocorrendo a decapitação do canal, quando associado a um soerguimento a montante, ou o abandono do canal a jusante, que passa a fluir em uma posição diferente da que antecedeu a movimentação. O autor cita como exemplos característicos as seções ao longo do sistema de falhas de San Andreas, onde uma série de movimentos crustais tem provocado repetidamente o *offset* dos canais transversais às falhas. Em consequência, várias anomalias, tanto em canais individuais quanto de padrões de drenagem, têm sido produzidas, incluindo-se curvas em ângulos retos (anomalias em cotovelo), padrões em "Z" e formas em treliça. Os ajustes da drenagem produzidos dessa forma podem fornecer valiosas evidências da magnitude do movimento direcional, mas cuidados devem ser tomados para sua interpretação, uma vez que movimentos diferenciais verticais de poucos centímetros ao longo de uma falha podem ser suficientes para desviar pequenos canais e produzir falsos *offsets*, e movimentos de poucos metros, são capazes de provocar o deslocamento de grandes canais de rios.

As estruturas decorrentes de movimentação horizontal são aquelas associadas às zonas transcorrentes, as quais têm como característica, em termos de visualização, a de, em geral, mostrar os arranjos geométricos em planta, o que facilita sobretudo sua interpretação, tornando a análise da drenagem e do relevo através de sensores remotos, um procedimento praticamente obrigatório no estudo de sistemas transcorrentes, principalmente os neotectônicos. Uma outra característica é que as camadas, ou os planos de falha, são fortemente inclinados a subverticais, desenvolvendo relevos fracamente assimétricos, com mergulho acompanhando o declive da zona homóloga de menor densidade de relevo quando situados entre 30° e 60°, aproximadamente; para mergulhos maiores, em geral o relevo é simétrico (Soares & Fiori, 1976). A rede dedrenagem tende a uma tropia unidirecional com angularidade média e a direção dominante desenvolve-se paralelamente à direção das camadas.

Como método de análise é recomendável que, inicialmente, se proceda verificação da retilinearidade dos canais, com vistas à identificação de anomalias fluviais localizadas, como deslocamento de tributários ao longo desse trechos, curvatura de tributários em posição contrária ao gradiente do vale, e curvas ou voltas anômalas do canal, como as anomalias em arco ou em cotovelo, normalmente associadas a falhas de rejeito direcional.

As anomalias em arco ou cotovelo caracterizam-se por curvas acentuadas do rio, da ordem de  $90^\circ$ , normalmente provocadas por falhas transcorrentes, e são bons indicadores cinemáticos na medida em que se a curva for para esquerda a movimentação é sinistral, e para a direita, dextral. A interpretação será mais segura se não houver assimetrias de tributários no trecho considerado, pois isto implicaria em movimentação vertical que também pode provocar anomalia em cotovelo. Mas conforme já discutido, a movimentação vertical em geral provoca a formação de áreas de agradação a montante do soerguimento e degradação à jusante. Não obstante, há casos em que a movimentação é oblíqua, e assim é necessário analisar o relacionamento com a estruturação regional.

A análise dos arranjos formados pelas estruturas, em geral permite identificar figuras geométricas comuns em sistemas transcorrentes, desenhados pela rede de drenagem como descritos por Hasui & Costa (1990):

- Falhas ou juntas escalonadas, revezadas, em degraus (para esquerda ou direita) e com recobrimento lateral. O canal do rio Téa parece controlado por esse tipo de feição.
- Nas extremidades de uma zona transcorrente os acúmulos de tensões são aliviados pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento secundárias e acomodação dos deslocamentos pelos movimentos dos blocos isolados. Forma-se o padrão rabo de cavalo e o padrão de drenagem resultante pode ser o treliça recurvado.
- Feições rombóides determinadas pelo recobrimento de zonas transcorrentes adjacentes. Se as zonas de cisalhamento são sinistrais, o recobrimento à esquerda acarreta transpressão na área entre elas, e o recobrimento à direita, transtensão; se forem dextrais a regra é inversa. Um exemplo bem ilustrado desse tipo de feição é o romboedro de Manacapuru (veja figura 6.19 e 6.20) onde o recobrimento à direita de falhas transcorrentes dextrais do sistema transcorrente Madeira (Lineamento Madeira de Leal et al., 1978 ou Madre de Dios Itacoatiara de Igreja &

Catique, 1997) gerou um área rebaixada que provoca o alargamento da planície do rio Solimões, entre a cidade de Anori e Manacapuru.

- Feições sigmoidais, normalmente formadas em trechos encurvados de zonas transcorrentes, na progressão da deformação nas zonas de recobrimento de sistemas transcorrentes, ou pela interveniência de descontinuidades de tipos R, P e D. Uma feição desse tipo pode ser observada a jusante da foz do rio Urubaxi e retratada pelo alargamento da planície do rio Negro.

As feições citadas, embora associadas à movimentação na horizontal, apresentam, via de regra, componentes de rejeito de mergulho, com resultados semelhantes às estruturas associadas à movimentação vertical, como a formação de dobras, de falhas normais e inversas, e de arcos, domos e bacias, o que, em geral, se constitui num grande complicador para a interpretação cinemática das estruturas.

### 2.3.2. Análise dos *Landforms* Tectônicos

Para Soares & Fiori (1976) os elementos fundamentais na análise do relevo para interpretação geológica são as rupturas de declive. Tais rupturas definiriam os elementos texturais do relevo, caracterizados pelas menores variações bruscas, identificáveis em imagens (foto), da superfície do terreno. A disposição regular, definida no espaço, das rupturas de declive, constitui estrutura do relevo considerada como quebras negativas ou quebras positivas ou, ainda, lineações ou alinhamentos de relevo. Uma quebra, negativa ou positiva, está contida em um plano ou em uma superfície regular, que define a forma da estruturação; a quebra positiva é em geral ininterpretada como lineação de relevo e, as negativas, como traço de fratura. Dentre as diferentes propriedades discutidas pelos autores merecem destaque para aplicação na análise estrutural, além das já citadas, a assimetria e os alinhamentos de relevo, sendo que estes podem ser definidos como um agrupamento de lineações de relevo.

De acordo com Stewart & Hancock (1994), *landforms* ou paisagens ou relevos tectônicos expressam um amplo espectro de feições topográficas que podem ser empregadas como indicadores do estilo, magnitude, e da recorrência do movimento tectônico. Os autores se referem a paisagens tectônicas primárias como aquelas formadas como um resultado direto do deslocamento da superfície, e, como paisagens tectônicas secundárias, a uma série de fenômenos

geomorfológicos que, em seguida a sua formação, foram deslocados, modificados ou preservados pela atividade tectônica subsequente. Os autores destacam as escarpas de falha como a manifestação geomórfica primária de falhamentos ativos.

Na área em pauta, sabidamente constituída de sedimentos pouco coesos ou incoesos, dificilmente se preservarão as escarpas de falha desenvolvidas em posição interfluvial. Não obstante, são extremamente comuns as formas de terraços que tem sua origem relacionada ao rebaixamento relativo entre o nível da lâmina d'água e o nível da superfície do terreno, rebaixamento este que pode ser causado tanto por variações do nível de base como por um soerguimento da superfície do rio, lago ou linha de costa. O soerguimento da superfície pode estar associado a falhas (normal, inversa ou oblíqua) ou a arqueamentos, que, quando transversais ao canal do rio, provocam o alçamento da planície de inundação, as quais se tornam áreas permanentemente emersas (não inundáveis), e, portanto, submetidas à diagênese e aos processos erosivos do próprio rio, desenvolvendo-se barrancos por vezes bastante elevados. Quando paralelos ao canal, este tende a se ajustar ao traço da descontinuidade, formando terraços na margem rebaixada em face da migração do canal na direção do bloco soerguido, ou seja, na direção do piso de falhas normais ou do teto de falhas inversas.

No caso de um rio adaptado a falhas normais lítricas, é comum o desenvolvimento de vários níveis de terraços associados ao *roll-over* da capa, mostrando um escalonamento que acompanha a migração do canal do rio na direção do abatimento do bloco; são indicativos, portanto, da posição do bloco rebaixado; no bloco soerguido, em geral, aparecem barrancos por vezes métricos, indicando o deslocamento do curso do rio naquela direção. Este é o caso, por exemplo, de grande parte do curso do rio Negro entre a cidade de Barcelos e a foz do rio Branco, onde são vistos, pela margem esquerda, vários níveis escalonados de terraços, separados do curso principal do rio por áreas de planície, indicativos de controle através de falhas normais inclinadas para NE. O rio Negro, neste trecho, tem seu curso deslocado para sudeste, com desenvolvimento de barrancos por toda a sua margem direita, posição do bloco soerguido.

Como estes terraços são perfeitamente visualizáveis nas imagens de sensores remotos, eles se constituem em importantes elementos para a caracterização da geometria e da cinemática das estruturas que lhes dão origem. Nesse aspecto Schumm (1986) relata que uma

evidência muito comumente citada para a deformação, é o arqueamento de terraços aluviais em um vale. Se a deformação foi persistente por um longo período, o terraço mais antigo é o mais deformado por soerguimento (convexo) ou rebaixamento (côncavo) e mostrará um maior controle por falhas. Onde houve soerguimentos ou rebaixamentos, os terraços são arqueados para cima ou para baixo, e a extensão do deslocamento pode ser determinada pela comparação com o perfil longitudinal do rio atual, se, de fato, o rio encontra-se ajustado a uma deformação antiga. Machida<sup>1</sup> *apud* Schumm (op.cit) admitiu que o perfil longitudinal de um terraço é descrito por uma função exponencial negativa no sentido de jusante, e o desvio dessa curva seria indicativo de deformação. A deformação do fundo do vale pode também ser indicada pela profundidade do *bedrock*. A aluvião pode ser mais espessa nas zonas rebaixadas, seja por falhas, seja por dobras, e mais finas nas zonas soerguidas (Kowalski & Radzikowska<sup>2</sup> *apud* Schumm, op. cit).

Por outro lado, em grande parte da área pesquisada ocorrem lagos e ou áreas alagadiças (pantanosas) em posição interfluvial. Existem também, rios de foz afogada desenvolvendo lagos nas confluências com os coletores ou lagos formados na intercessão do rio com alinhamentos transversais ao canal; e, por fim, lagos com formas geométricas retilíneas em meio às planícies. Estas feições foram estudadas por Dumont (1993) e Souza Filho et al. (1999) que os relaciona a eventos neotectônicos ocorridos na Amazônia Ocidental, e os classificam como lagos inclinados (*tilted lakes*); lagos represados (*ponded lakes*); e lagos retangulares (*retangular lakes*), respectivamente. Esta classificação foi utilizada para caracterizar os vários tipos de lagos e são assim definidos por Dumont (1993) e Souza Filho et al. (1999):

- Lagos inclinados (*tilted lakes*) – são lagos ou áreas pantanosas desenvolvidas em posição interfluvial ou em pontos distantes da influência da descarga dos rios, estando sua evolução, provavelmente, relacionada a antigos vales fluviais que foram completamente colmatados, restando apenas as cicatrizes de suas áreas mais profundas, o que implica em soerguimento e abandono da rede de drenagem, associado a uma baixa taxa de agradiação sedimentar;
- Lagos represados (*ponded lakes*) – constituem os tipos clássicos de lagos de rias, descrito por Holmes *apud* Howard (1967), e marcam as cicatrizes de antigos cursos fluviais de alta energia, represados, constituindo atualmente lagos de águas limpas, formados onde o curso do

<sup>1</sup> MACHIDA, T. 1960. geomorphological analysis of terrace plains. **Sciences Reports Section** Tokio (Tokio University of Education, p.137-191.

<sup>2</sup> KOWALSKI, W.C. & RADZIKOWSKA. 1968. Influence of neotectonic movements on the formation of alluvial deposits. In: INTER. GEOL. CONGR., 23<sup>rd</sup>., Prague. **Proc. IUGS**, 12:197-203.

rio é represado nos limites com as planícies. Sua origem seria relacionada a rios que tiveram seu fluxo interrompido, ou por um soerguimento, cuja taxa de elevação excedeu a taxa de erosão do rio, ou ainda por um aumento do fluxo causado por um aumento do nível de água do canal principal. Na área em pauta, além desses tipos, são comuns os lagos formados na intercessão do rio com alinhamentos transversais ao canal, que só podem ser explicados por um soerguimento a jusante do alinhamento e rebaixamento a montante, ou por um rebaixamento a jusante, acompanhado de rotação do bloco soerguido a montante.

- Os lagos retangulares (*retangular lakes*) – ocorrem normalmente nas áreas menos profundas das planícies fluviais, podendo estar relacionados à reativação de estruturas do embasamento (Souza Filho et al., 1999).

Vales (ou paleovales) e meandros colmatados, em posição interfluvial ou distantes do canal atual, são observados freqüentemente e estão a indicar movimentos localizados de soerguimentos e rebaixamentos das áreas interfluviais, pelas falhas que condicionam a rede de drenagem, conforme modelos apresentados por Summerfield (1991). (Figura 2.15).

Outras feições comuns principalmente nos rios de maior ordem, como o Solimões o Negro e seus afluentes principais, são:

- Assimetria das planícies com vários trechos cuja planície de inundação concentram-se em apenas uma das margens, indicativo de áreas deprimidas;
- Estreitamento e alargamento das planícies como em vários trechos dos rios Negro e Solimões indicando áreas soerguidas e rebaixadas
- Abandono da Planície como no rio Solimões a jusante de Tefé, devido à movimentação das falhas normais que condicionam o curso do rio Solimões.

Ocorrem ainda as formas assimétricas de relevo que, como a drenagem, também tende a se ajustar às estruturas de acamamento quando os estratos estão inclinados. Soares & Fiori (1976) consideram relevo assimétrico quando as quebras negativas ou positivas separam zonas de declividade maior ou menor, ou com propriedades de relevo diferentes, alternadamente. Os autores definem diferentes graus de assimetria de relevo conforme abaixo:

- fortemente assimétrico: quando uma zona homóloga<sup>1</sup> horizontal a sub-horizontal se opõe a uma zona homóloga fortemente inclinada. O mergulho acompanha o declive das camadas horizontais a sub-horizontais, que em geral tem no máximo 3° de inclinação;

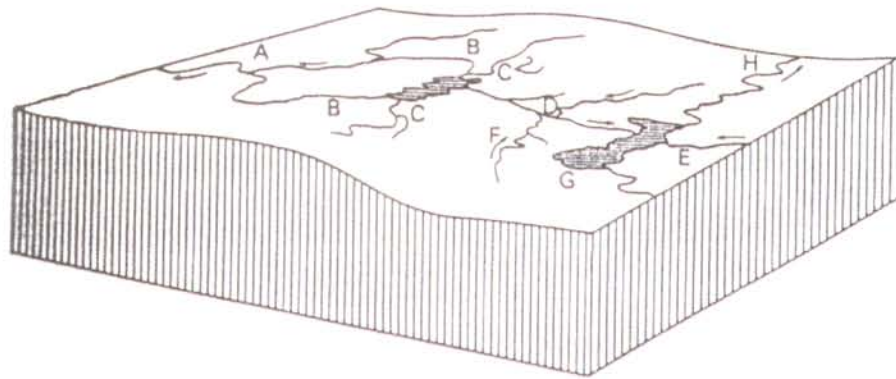


Figura 2.15 - Efeitos do arqueamento em um sistema de drenagem. A jusante do arqueamento haverá um aumento do gradiente de uma parte do canal (A), mas a descarga de um trecho a montante do eixo do soerguimento será cortada (decapitação) (B). Ao longo do eixo do arqueamento, o gradiente do canal será reduzido estabelecendo-se uma drenagem desorganizada, incluindo-se lagos rasos (C). Se o arqueamento for de baixa amplitude e longo comprimento de onda, aparecerão extensas regiões com drenagem pobremente integrada e com baixo gradiente. No flanco a montante haverá inversão da drenagem (D), até o ponto onde o declive a montante é restabelecido (E). Os canais tributários podem ter poder erosivo suficiente para manter sua direção original de fluxo embora sofram redução de gradiente (F). Isto produzirá um padrão de drenagem barbed (feição diagnóstica de drenagem invertida). Lagos também podem se formar onde a drenagem invertida junta-se com a drenagem de montante que manteve sua direção de fluxo original (G), mas o desenvolvimento de drenagem paralela à direção do eixo do arqueamento (H) pode evitar a preservação desses lagos (Summerfield, 1991).

- moderadamente assimétrico: quando duas zonas homólogas, com declives elevados e visivelmente diferentes pela densidade de textura de relevo, estão justapostos e o mergulho das camadas acompanha o declive do relevo e da drenagem;
- fracamente assimétrico: quando as zonas homólogas justapostas apresentam declives aproximadamente iguais; mas se diferenciam pela densidade de textura de relevo;
- simétrico: quando as zonas homólogas com declives similares e divergentes apresentam as mesmas propriedades de relevo

<sup>1</sup> Segundo Soares & Fiori (1976) as zonas de repartição dos elementos texturais do relevo e sua organização definem zonas homólogas, formadas pela repetição dos mesmos elementos texturais e a mesma estrutura. Onde há zonas com propriedades texturais ou estruturais diferentes, estas definem duas zonas homólogas diferentes.

De acordo com Soares et al. (1982), no caso de áreas que sofreram basculamentos ou rebaixamentos acompanhados de um aumento no mergulho das camadas, há uma tendência de as vertentes de um mesmo vale se apresentarem com angularidade e forma dessemelhantes, sendo que a vertente com inclinação mais suave geralmente se estabelece concordante com o sentido de mergulho das camadas e a mais inclinada é perpendicular ao sentido. Neste caso o sentido da vertente menos inclinada aponta para o sentido do basculamento.

Para a área investigada a simetria de vertentes foi classificada como forte e moderada no lado mais curto, e fraca, no mais longo, neste caso, a depender do seu grau de inclinação, sendo tanto mais fraca quanto menor for a inclinação. A utilização dos critérios citados, aliados aos auferidos por ocasião da interpretação da drenagem, permite uma convincente definição do quadro estrutural local e regional, o qual pode ser confirmado ou descartado, através de viagens expeditas de campo.

#### 2.4. VIAGEM DE CAMPO

Objetivando a confirmação ou a negação da interpretação estrutural e morfoestrutural obtida nas etapas anteriores, percorreu-se o trecho do rio Solimões entre Tefé e Manaus, e do rio Negro, entre Moura e Manaus, bem como de alguns de seus afluentes. Na oportunidade, foram observados os afloramentos de rocha presentes, com a descrição e qualificação das características litoestruturais e morfológicas, obtendo-se a confirmação da maioria das feições identificadas na fase de interpretação, ressaltando-se que aquelas não confirmadas não chegaram a comprometer o resultado final.

De uma forma mais específica a viagem de campo possibilitou:

- A descrição sistemática dos principais afloramentos e das características da paisagem.
- A descrição e caracterização das unidades litoestratigráficas expostas no trecho percorrido, inclusive as que conformam as áreas de planície.
- O quadro estrutural geométrico e cinemático em nível de afloramentos, através da identificação das juntas e falhas presentes, a sua tipologia, a presença de indicadores cinemáticos para a definição do sentido de movimentação dos blocos, bem como o seu caráter

paleo ou neotectônico. Especial atenção foi dada às relações entre essas estruturas e as unidades litológicas/litoestratigráficas, procurando-se definir a cronologia das estruturas e, por comparação, das estruturas identificadas nas análises precedentes.

- Descrição das superfícies de aplainamento, seus desnivelamentos e níveis de dissecação, através de perfis altimétricos, utilizando-se as cartas topográficas existentes na escala 1:250.000.
- A distribuição das formações superficiais, notadamente os lateritos, e seu relacionamento com os aplainamentos, com vistas à interpretação da cronologia desses eventos erosivos/deposicionais.

## 2.5. REAVALIAÇÃO DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

O mapeamento produzido pelo IBGE para o Projeto SIVAM, e utilizado como material básico da presente pesquisa, tem como marco referencial aquele do Projeto RADAMBRASIL realizado na década de 1970, no qual foram incorporadas todas as informações referentes a esses temas produzidas e divulgadas posteriormente. Retrata portanto o estado da arte da Geologia e Geomorfologia da região considerada (IBGE, 1999).

Paralelamente à análise morfoestrutural, e com os subsídios fornecidos pelas informações coletadas em campo, procedeu-se uma reavaliação e reinterpretação desses mapeamentos tanto no que se refere ao quadro estrutural, quanto à distribuição e caracterização das unidades litoestratigráficas e à representação do relevo. No tocante ao quadro estrutural, foram incorporadas novas feições estruturais e a análise morfoestrutural, realizada segundo os procedimentos já descritos, permitiu a definição do comportamento geométrico e cinemático dessas feições, antes, em sua maioria, consideradas com feições indiscriminadas sob esses aspectos, ou simplesmente não mapeadas.

No tocante a distribuição e caracterização das unidades litoestratigráficas o mapeamento foi consideravelmente modificado, pela incorporação de novas unidades e na distribuição daquelas anteriormente consideradas. As principais modificações impostas foram:

1. Para a Formação Içá, cuja distribuição foi considerada da margem esquerda do rio Solimões para norte adentrando o interfúvio rio Branco-rio Negro, o mapeamento constatou que ocorre em ambas as vertentes do rio Solimões .
2. Nesta região interfluvial os dados de campo, estruturais e morfológicos apontam a presença de uma sucessão sedimentar recobrando a Formação Içá, abordada informalmente como Cobertura Sedimentar do Rio Branco-Rio Negro e destacada da Formação Içá como uma unidade morfoestrutural;
3. Foram definidos diferentes sucessões de terraços um de idade holocênica e o outro dissecado e de idade pleistocênica, também não considerados no mapeamento anterior;
4. Nas áreas de planícies fluviais do rio Solimões, antes consideradas indivisas, foram caracterizados diferentes processos de deposição aluvial, que marcam estágios em sua evolução.

No que tange ao mapeamento geomorfológico os dados de campo aliados às informações altimétricas disponíveis permitiram definir e delimitar as superfícies de aplainamento, seus desnivelamentos e níveis de dissecção. As formas de agradação foram analisadas no sentido de separar as acumulações fluviais atuais daquelas que conformam terraços, cuja origem, nesta região, via de regra vem sendo atribuída à influência tectônica. As formas de degradação ou dissecção foram agrupadas, segundo os tipos identificados, em planas, tabulares, colinas e cristas, sendo que, no domínio das coberturas cenozóicas aqui analisadas, somente as formas planas e principalmente os interflúvios tabulares foram identificados. Estes se diferenciam basicamente pelo grau de organização e desenvolvimento da rede de drenagem, e foram classificadas segundo este aspecto em quatro tipos, que definem e caracterizam uma cronologia relativa para o desenvolvimento da hidrografia e da paisagem da região estudada, conforme modelo proposto por Deffontaines & Chorowics (1991). Os quatro tipos, do mais desenvolvido, portanto mais antigo, para o menos desenvolvido, o mais novo, podem ser definidos conforme abaixo:

- 1) *Interflúvios Tabulares com Drenagem Avançada* - são sistemas de relevo onde se observa uma rede de canais bem desenvolvida com bom grau de continuidade e integração, formando ramificações coerentes e estabelecendo padrões identificáveis, normalmente o

dentrítico e suas modificações para dentrítico - retangular ou dentrítico-treliça, em face da maior ou menor influência estrutural. Os interflúvios tabulares são pouco extensos;

- 2) *Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem em Desenvolvimento* - os sistemas de drenagem apresentam uma rede medianamente desenvolvida de canais em geral curtos, interflúvios de médias dimensões comportando antigos lagos ou áreas inundáveis já totalmente colmatados e ocupadas por floresta densa;
- 3) *Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Composta* - onde a rede de canais é mal definida, apresentando baixo grau de continuidade e integração, os interflúvios são de grandes dimensões e com presença comum de marcas de paleodrenagem e de paleomeandros colmatados, com desenvolvimento de terraços. Os interflúvios preservam áreas inundáveis e lagos, e o padrão de drenagem mais comum é o palimpsesto evidenciando uma drenagem pretérita abandonada..
- 4) *Planos e Interflúvios Tabulares com Drenagem em Estágio Inicial* - onde há uma completa indefinição do sistema de drenagem, sendo caracterizada por uma rede de canais interconectados entre si e aos canais principais. Os divisores preservam lagos e áreas inundáveis e não são registradas marcas de paleodrenagem mas sim evidentes migrações laterais dos canais atuais, com desenvolvimento de terraços recentes. Os relevos planos e os interflúvios tabulares quando definidos, são de grandes dimensões.

Para a identificação de cada um desses estágios de desenvolvimento são acrescentados aos seus nomes, o tipo ou tipos de padrões de drenagem caracterizados, como, por exemplo, Planos e Interflúvios Tabulares com Drenagem Composta Amorfo-Palimpsesto-Lagunado. No caso o estágio de desenvolvimento é composto porquanto os padrões Amorfo e Lagunado são característicos do Estágio Inicial, e o Palimpsesto pode aparecer em qualquer estágio em face de interferências tectônicas (Deffontaines & Chorowics, 1991).

## 2.6. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

Para efeito descritivo utilizou-se aqui a expressão **compartimento morfotectônico** para referência às unidades básicas da análise morfotectônica, adotando-se dessa forma o procedimento já seguido por Bemerguy (1997). Sua identificação espacial e diferenciação das unidades contíguas foi feita pelo acréscimo ao termo **Compartimento** de topônimos dos

elementos cartográficos mais característicos em sua área de ocorrência. Desta forma, como será visto no capítulo 6, faz-se referência, por exemplo, ao Compartimento Morfotectônico Rio Negro-Rio Solimões, posto que estes rios são os principais elementos cartográficos desta região. Alguns compartimentos, embora inseridos em um mesmo contexto tectônico, apresentam diferenciações morfoestruturais referidas aqui como **Domínios Morfotectônicos**, e considerados como subunidades. Estes domínios, no entanto, foram utilizados apenas como referência no texto, não tem sido objeto de representação no ANEXO 2 - Mapa Morfotectônico.

Nesta etapa, correspondente à integração dos dados e na qual se definiu os compartimentos morfotectônicos presentes na área, estavam disponíveis, na escala 1:250.000, o mapa morfoestrutural contendo o traçado das estruturas, notadamente falhas e fraturas identificadas, o mapa geológico e o de Sistemas de Relevo com a caracterização dos estágios de desenvolvimento da rede de drenagem. A análise voltou-se para a definição da cronologia e do regime tectônico responsável pelo desenvolvimento de cada uma das estruturas tectônicas, objetivando agrupá-las segundo essas propriedades e, dessa forma, estabelecer os domínios tectônicos da área estudada.

Os elementos do quadro estrutural, identificados de acordo com os critérios descritos nas etapas anteriores, são analisados no tocante a sua distribuição e organização em relação aos modelos geométrico-cinemáticos existentes. Destaque deve ser dado à orientação preferencial de estruturas enquadradas em um mesmo modelo – i.e. agrupamentos de falhas normais, transcorrentes ou inversas dispostos segundo uma orientação preferencial – em face da possibilidade de virem a definir arranjos espaciais que irão constituir os domínios tectônicos presentes na área. Neste contexto os domínios tectônicos devem ser entendidos como a organização dos elementos do quadro estrutural, desenvolvidos em regimes tectônicos, e portanto campo de tensões, locais ou regionais comuns.

A determinação da cronologia das estruturas teve como parâmetros de definição o relacionamento das estruturas tectônicas entre si, e com as unidades litoestratigráficas, com as superfícies de aplainamento ou com seus níveis de dissecação. As formas de aplainamento ou superfícies de aplainamento, foram agrupadas de acordo com a altimetria relativa e/ou com as características de suas formações superficiais e constituíram-se em importantes referenciais

temporais utilizados na definição das idades relativas das estruturas identificadas. Estas informações, aliadas às de cunho litoestratigráfico, subsidiaram a proposição de uma evolução morfotectônica para a região.

Os dados coletados em campo foram confrontados com os interpretativos resultantes das análises da primeira fase, e confirmados ou reinterpretados, resultando no traçado definitivo da estruturação tectônica da área. Cada domínio tectônico foi analisado no sentido de se definir, dentro de seus limites, os tipos de modelados, processos originários e formações superficiais e suas diferenciações.

O comportamento da drenagem, seus padrões e anomalias são tomados como referencial na medida em que revelam as relações entre ambientes climáticos atuais ou passados e as condicionantes litológicas ou tectônicas. As variações morfológicas detectadas em cada domínio tectônico são admitidas como compartimentos morfotectônicos, os quais devem abrigar agrupamentos de formas de relevo e de elementos da rede de drenagem, controlados por estruturas geológicas geradas em um mesmo regime tectônico.

### 3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CENOZÓICO

Na área pesquisada, excluindo-se as coberturas sedimentares que conformam as seções paleozóica e mesozóica da Bacia do Amazonas, as coberturas proterozóicas pertencentes à Formação Prosperança, e os terrenos de rochas ígneas e metamórficas que constituem o embasamento, o quadro estratigráfico compreende unidades essencialmente cenozóicas, com idades variando do final do Plioceno ao Holoceno. Estas unidades, para as quais se direcionam as discussões deste trabalho, são denominadas Formação Içá, Terraços Pleistocênicos, e um complexo sistema de sedimentação aluvial que inclui depósitos em Terraços Holocênicos, Coberturas Arenosas Interfluviais, Aluviões Fluviolacustres e Aluviões Fluviais, estes apresentando-se na forma de Depósitos de Barra em Pontal, Depósitos de Transbordamento, Depósitos de Barras Longitudinais e Planícies de Inundação Indivisas.

Na área mapeada como Formação Içá destaca-se uma região morfológicamente distinta do padrão regional apresentado pela unidade e que abrange praticamente toda a vertente esquerda do rio Negro e a direita do rio Branco. Esta região foi tratada como representante de uma sub-unidade morfoestratigráfica da Formação Içá, mas grande parte dela deve conter representantes litoestratigráficos diferentes desta unidade, que não foram passíveis de individualização com os dados disponíveis no momento. Em vista disso, na abordagem sobre a Formação Içá dedica-se um item específico para a discussão sobre as características morfológicas apresentadas por essa região, sob a denominação de Cobertura Sedimentar do Rio Branco-Rio Negro.

A Formação Solimões, unidade que também integra o quadro estratigráfico cenozóico da Amazônia Ocidental, embora não aflorante, será objeto de discussão em face do importante papel que desempenha no entendimento do quadro evolutivo da área pesquisada. Será enfocada também, e, principalmente, pelo fato de muitos autores a considerarem como única representante da sedimentação cenozóica na Amazônia Ocidental brasileira, excluídos, nesse contexto, os depósitos aluvionares das atuais planícies fluviais, e assim, desconsiderando os extensos depósitos pleistocênicos, ou plio-pleistocênicos, da Formação Içá (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 – Quadro Lito-Morfoestratigráfico do Cenozóico

PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	LITOGIA
TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO	HOLOCENO	<p>Aluviões Fluviais</p> <p>Depósitos de Inundação e Barras Longitudinais QHa</p> <p>Depósitos de Barras em Pontal QHbp</p> <p>Depósitos de Transbordamento QHat</p> <p>Depósitos Fluviolacustres QHfl</p>	<p>QHa- areias, siltes e argilas inconsolidadas</p> <p>QHbp- areias, siltes e argilas.</p> <p>QHtb – siltes e argilas</p> <p>QHfl – argilas cinzentas por vezes amareladas devido à oxidação</p>
		<p>Coberturas Arenosas Interfluviais</p>	<p>QHai - Areias quartzosas essencialmente brancas, e localmente amareladas, inconsolidadas, granulometria fina a grossa, mal arredondadas.</p> <p>QHt - Areias, siltes, argilas e cascalhos, geralmente inconsolidados, esbranquiçados, amarelados ou acinzentados, às vezes com impregnações ferruginosas.</p>
		<p>Aluviões em Terraços Holocénicos</p>	<p>QPt - Argilas, siltes e areias de coloração avermelhada, depositados em terraços fluviais antigos. Inercalções lenticulares de argilitos e conglomerados.</p>
TERCIÁRIO	NEO- PLEISTOCENO	<p>Terraços Pleistocénicos</p>	<p>TQi - Arenitos com intercalações de siltes e argilitos, avermelhados, amarelados, rosados e creme-esbranquiçados a cinzentos, com granulometria muito fina a grosseira, com níveis conglomeráticos, por vezes mostrando granodrecrescência ascendente, e estratificação planar e sigmoidal. Inclui-se a Cobertura Sedimentar do Rio Branco-Rio Negro (TQirn) com uma sucessão inferior e não basal, com predomínio de rochas areníticas oxidadas, sobrepostas por espesso pacote argiloso e siltico-argiloso.</p>
	PLIOCENO- PLEISTOCENO	<p>Formação Içá</p>	<p>Unidade não aflorante, recoberta pela Formação Içá.</p>
	PLIOCENO- MIOCENO	<p>Formação Solimões</p>	

### 3.1. FORMAÇÃO SOLIMÕES

As primeiras referências aos sedimentos que fazem parte da Formação Solimões datam da segunda metade do século XIX, quando etnógrafos e naturalistas percorriam os rios amazônicos fazendo observações extremamente valiosas, tanto de cunho científico quanto histórico. Entre estas se destacam as observações de Hartt (1870), no seu tratado sobre a geologia e geografia física do Brasil; Orton (1876), que percorreu o Solimões desde as cabeceiras até o Amazonas e Brown (1879) nos rios Solimões e Javari. Nestas observações ressaltam-se as descrições sobre as características e conteúdo fossilífero dos depósitos cenozóicos, especialmente a fauna de invertebrados fósseis do Alto Solimões, denominada por Hartt (op. cit) de "Fauna de Pebas".

Estes estudos pioneiros foram complementados na primeira metade do século XX por diversas pesquisas ao longo dos rios da bacia do Alto Amazonas, dentre as quais se destacam as apresentadas por Oliveira & Carvalho (1924), Roxo (1924, 1935, 1937), Moraes Rego (1930), Oppenheim (1937), Moura & Wanderley (1938), Miranda (1938), Oliveira (1940) e Oliveira & Leonardos (1943). Nesse mesmo período, vários levantamentos geológicos também foram executados na região subandina vizinha, principalmente em território peruano (bacias dos rios Marañon e Ucayali), os quais permitiram algumas correlações com a geologia do Alto Amazonas. Sobressaem entre esses autores os trabalhos de Singwald Junior (1928) e Steinmann (1929).

A partir dos anos cinqüenta, a PETROBRAS efetuou novas pesquisas na região do Alto Amazonas e Acre, surgindo daí os trabalhos de Bouman (1959) e Cunha (1963.) Deste número significativo de pesquisas resultou uma grande contribuição para o conhecimento da geologia dessa região, e, conseqüentemente, o surgimento de várias expressões para identificar a sedimentação cenozóica, tais como: Camadas Aquiri (Hartt, 1870), Formação Pebas (Oliveira & Carvalho, 1924), Formação Puca (Steinmann, 1929), Série Solimões (Moraes Rego, 1930), Série das Barreiras (Oliveira & Leonardos, 1943), Formação Cruzeiro (Oppenheim, 1937), Formação Baixada (Miranda, 1938), Formação Rio Branco (Oliveira & Leonardos, 1943), Grupo Contamana (Kummel, 1948), Formação Ramon (Bouman, 1959) e Formação Purus (Cunha, 1963).

Caputo et al. (1971) apresentaram uma ampla revisão da nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas, onde concluíram que todos os sedimentos cenozóicos descritos anteriormente, sob várias denominações, apresentavam caracteres litológicos semelhantes, sendo regionalmente indiferenciáveis, e, portanto, pertencentes a uma mesma unidade litoestratigráfica. Para esta unidade propuseram o nome Formação Solimões, revalidando o termo usado por Moraes Rego (1930), e indicaram como seção tipo os afloramentos ao longo do rio homônimo. Posteriormente, Caputo (1973) separou do que vinha sendo considerado como Formação Solimões, a Formação Ramon de Bouman (op. cit), por considerá-la com características litológicas diferentes, atribuindo-lhe uma posição estratigráfica mais antiga.

Na década de setenta as pesquisas realizadas pelo Projeto RADAMBRASIL trouxeram mais conhecimentos sobre as características litológicas e estratigráficas da Formação Solimões e de sua extensão em superfície (Silva et al., 1976, Barros et al., 1977, Del'Arco et al., 1977; Fernandes et al., 1977; Araújo et al., 1978; Lourenço et al, 1978 e Leal et al., 1978), começando a leste em Manacapuru e se estendendo continuamente para oeste até ultrapassar as divisas territoriais do Brasil, adentrando a Colômbia, Peru e Bolívia.

Esta vasta extensão de sedimentos cenozóicos atribuídos à Formação Solimões foi reavaliada por Almeida (1974a) que, baseado em características morfológicas e padrões de drenagem distintos, identificados nas imagens de radar do Alto Amazonas e Acre, individualizou pelo menos duas unidades litoestratigráficas no que vinha sendo considerado como Formação Solimões. Em consequência, propôs elevar esta formação à categoria de Grupo e considerou a seqüência de topo como relacionada a um sistema fluvial cujas águas corriam para oeste, sentido inverso ao do atual rio Amazonas, daí surgindo a Formação Sanozama, isto é, a palavra amazonas escrita no sentido inverso. À base do Grupo Solimões relacionou tentativamente a Formação Pebas ou Formação Ramon, ou ambas.

Maia et al. (1977), através de sondagens e levantamentos de superfície, restringem o uso da expressão Formação Solimões ao pacote sedimentar predominantemente pelítico, característico de ambiente redutor, que recobre as bacias do Acre e do Alto Amazonas, retirando de sua constituição a seção predominantemente arenosa e de ambiente oxidante. A esta seção arenosa os autores chamaram de Formação Içá, correspondente à Formação Sanozama de Almeida (1974 a e b), mas, embora não admitido por Maia et al. (op. cit), resultante de um

processo evolutivo claramente diferente. Isto porque Almeida (op. cit) relaciona a sua Formação Sanozama a um sistema fluvial que corria de leste para oeste, em direção ao Oceano Pacífico, enquanto que Maia et al. (1977) restringem a existência desse sistema fluvial até o Mio-Plioceno, quando ter-se-ia encerrado a sedimentação da Formação Solimões. Em direção à base da Formação Solimões grada para uma outra sucessão arenosa e ambiente oxidante, reconhecida como Formação Pebas, não aflorante, e com idade que se estenderia ao Paleoceno, quiçá ao final do Cretáceo.

Mauro Filho & Eiras (1994), com base em interpretações de sessões sísmicas e perfis de poços para petróleo, apresentam evidências de que no período de tempo ocorrido entre o final da deposição da seção cretácea – referida como Formação Alter do Chão -, e o início da terciária – Formação Solimões -, o topo do Cretáceo foi escavado por correntes de alto gradiente, formando canais com largura média de 5 km e profundidade de até 60 m, e direcionamento geral noroeste. Pela inferência da época de formação (Paleoceno) e pela distribuição dos mesmos concluem que esses canais faziam parte de um sistema com alto gradiente, desenvolvido no sentido oeste, devido à flexura da placa sul-americana causada pela sobrecarga da cadeia montanhosa dos Andes, no início da orogênese andina.

Por outro lado, Latrubesse et al. (1994) acreditam que os sedimentos da Formação Solimões seriam “... *uma resposta sedimentar aos movimentos tectônicos Quechua dos Andes.*”. De acordo com esses autores, o estudo das litofácies da unidade permitiria inferir que leques aluviais gigantes (megaleques) com cabeceiras nos Andes teriam produzido sedimentação. O ambiente distal estaria caracterizado pela presença de grandes lagos e pântanos associados a blocos tectônicos subsidentes e faixas fluviais divagantes com altas taxas de avulsão.

Silva (1999, 2001) contesta veementemente a divisibilidade da Formação Solimões e, por extensão, a própria existência tanto da Formação Sanozama quanto da Formação Içá. Da análise de suas argumentações, no entanto, fica absolutamente claro que a contestação se detém nas hipóteses aventadas por Almeida (op. cit), para explicar diferenças de padrões texturais observados em imagens de radar e outros sensores sobre a área da sedimentação cenozóica, dentre os quais o padrão de drenagem festonada.

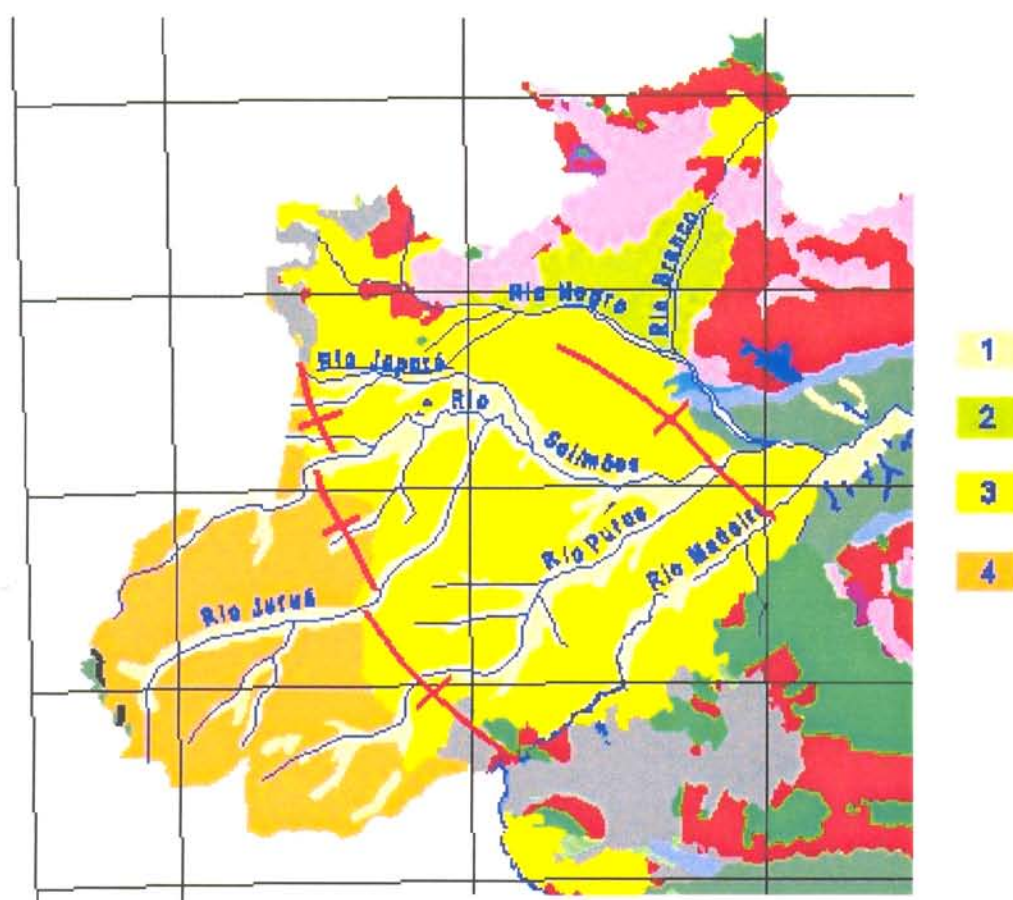
Coelho (2000), realizando o perfil geológico do rio Solimões e alguns afluentes, entre as localidades de Tabatinga e Santo Antônio do Içá, reconhece uma unidade essencialmente fluviolacustre como representando a Formação Solimões, e uma outra que se superpõe em discordância sobre esta, caracterizada por uma sedimentação essencialmente fluvial de mais alta energia e caráter oxidante, reconhecida como a Formação Içá de Maia et al. (1977).

Reconhecida a identidade da Formação Içá, os mapeamentos da CPRM, bem como os do IBGE realizados para o Projeto SIVAM, vêm demonstrando sua ocorrência desde a região de São Paulo de Olivença, no rio Solimões para leste. Diante desse quadro, exposições da Formação Solimões só foram reconhecidas e cartografadas daí para oeste, não aflorando, portanto, nos domínios da área em pauta (Figura 3.1).

Um apanhado geral sobre o conteúdo litológico e fossilífero da Formação Solimões deve ter como referência o trabalho de Maia et al. (1977), pois os que o antecederam incluem no conjunto o que atualmente é considerado como Formação Içá. Dentro dessa premissa a Formação Solimões seria constituída essencialmente por argilitos, siltitos e arenitos com intercalações locais de finos níveis de calcários, linhito e turfa. Estas litologias se apresentam em camadas lenticulares de extensões variáveis, cujas transições verticais e laterais se fazem tanto de forma brusca quanto gradacional, o que evidenciaria uma constante oscilação na energia de transporte durante o período de deposição destes sedimentos.

De acordo com Maia et al (1977), as evidências verificadas em testemunhos de sondagem demonstram que os sedimentos da Formação Solimões, de ambiente eminentemente redutor, gradam tanto vertical como lateralmente para uma seção inferior de ambiente oxidante, pertencente à Formação Ramon cuja idade se estende do Cretáceo Superior ao Paleoceno. Os sedimentos da fácies redutora, Formação Solimões, seriam via de regra abundantemente fossilíferos, micáceos, localmente calcíferos. Os níveis de linhito estão na maior parte das vezes piritizados e gradam inferior e superiormente para argilitos carbonosos. A seção de ambiente oxidante, Formação Ramon, compõe-se de argilitos, siltitos e arenitos e apresenta coloração avermelhada, arroxeadada, amarelada e esbranquiçada, sendo comum a ocorrência de todas estas tonalidades em conjunto.

A Formação Solimões, de acordo com Maia et al. (op. cit) e Coelho (2000), mantém contato superior discordante com a Formação Içá, marcado por um notável contraste morfológico visualizado em imagens de radar, onde uma unidade acentuadamente dissecada, com relevo fortemente ondulado, com vales encaixados em forma de "V" (Formação Solimões) posiciona-se a oeste do alinhamento do Arco de Jutai, e uma outra unidade (Formação Içá), com relevo conservado e essencialmente plano, com vales bem abertos em forma de "U", está exposta a leste do mesmo alinhamento (Figura 3.1).



**Figura 3.1–** Distribuição das grandes unidades cenozóicas na Amazônia Ocidental: (1) Aluviões Fluviais e Fluviolacustres; (2) Formação Içá -Cobertura Sedimentar do Rio Branco - Rio Negro; (3) Formação Içá Indiferenciada; (4) Formação Solimões. As demais cores representam unidades pré-cenozóicas, e as linhas vermelhas a posição aproximada dos arcos de Jutai (a oeste) e de Purus (a leste).

Maia et al. (op. cit) analisaram bioestratigraficamente a redefinida Formação Solimões, ou seja, abstraindo-se do conjunto sedimentar cenozóico a seção superior integrante da Formação Içá. As amostras foram obtidas de testemunhos de sondagens procedentes de 73 furos, distribuídos por uma área de mais de 320.000 km<sup>2</sup>. A análise deste material paleontológico

indicou o intervalo Mioceno a Plioceno para a sedimentação da unidade, alcançando o Oligoceno nas suas partes de maior espessura. Os autores acreditam que os estudos paleontológicos que forneceram idade pleistocênica, para a uma parte da unidade, devem ter sido realizados em amostras coletadas dentro da seqüência arenosa do topo, considerada como Formação Içá.

Latrubesse et al. (1994) confirmam o intervalo Mioceno Superior – Plioceno para a deposição das porções superiores da Formação Solimões, de onde descrevem uma abundante e variada fauna de vertebrados do Mio-Plioceno (Idades Mamífero *Huayqueriense* e *Montehermosense*) coletada em toda a seqüência exposta, tanto nos barrancos dos rios como nos interflúvios no topo da formação. Os sedimentos quaternários dessa região estariam restritos às faixas fluviais do atual sistema de drenagem, apresentando-se na forma de terraços fluviais formando degraus.

Räsänen et al. (1998) definem o ambiente de sedimentação da Formação Pebas, na região de Iquitos, correspondente à Formação Solimões no Brasil, como um sistema lacustre que cobria inteiramente a Amazônia Ocidental e que tinha uma estreita conexão com o mar. Os rios que drenavam os Andes em processo de levantamento ingressavam neste lago pelo oeste, passando através de uma zona costeira aluvial de ante-arco relativamente estreita. Durante os milhões de anos de sua existência a bacia lacustre esteve em constante subsidência, e o registro sedimentar mostra que a linha de costa progradou e retrogradou repetidamente. Por volta de 12 Ma BP, dois processos teriam atuado de forma simultânea: as incursões marinhas que ingressaram a bacia lacustrina pelo norte (região da Venezuela), e um marcante incremento da deposição fluvial dos rios de origem andina. Estes depósitos fluviais, com influência estuarina e de maré, teriam alcançado a região do Acre.

Pelo exposto, os estudos envolvendo a seção cenozóica do Alto Amazonas apontam para a existência de uma sucessão de idade Cretáceo Superior-Terciário (Maestrichtiano ao Plioceno) subdividida nas formações Ramon e Solimões (ou Pebas). A origem vincula-se a um sistema fluvial que drenava a região de leste para oeste, em direção a uma área deprimida posicionada nas bordas da cadeia andina em processo de soerguimento, que também recebia sedimentação de alta energia sob a forma de leques aluviais provenientes de oeste, ou seja, da Cordilheira Andina. Tais sedimentos foram acumulados em ambiente de águas rasas pouco movimentadas, provavelmente lagos rasos ou em áreas pantanosas, no que gerou as condições de ambiente redutor característico da Formação

Solimões. Decorre disso, a abundância de níveis carbonosos e de fósseis e a predominância de sedimentos finos, ocasionalmente com precipitação química.

### 3.2. FORMAÇÃO IÇÁ

Os mapeamentos geológicos realizados sobre a área sedimentar genericamente denominada Bacia do Amazonas, até a década de 70, foram unânimes em admitir, para o topo da seção, a existência de um extenso pacote de idade cenozóica, o qual, desde Oliveira & Leonardos (1943), de um modo geral fora correlacionado à "Serie" Barreiras de Albuquerque (1922).

Para a região do Alto Amazonas, Caputo et al. (1971, 1972) promoveram a uniformização da terminologia estratigráfica, reunindo na Formação Solimões os sedimentos terciário-quadernários que em trabalhos diversos receberam uma profusão de denominações (e.g. Aquiri, Pebas, Ramon, Bajada, Barreiras, Puca, Corrientes, etc.). Para os seus correspondentes, no Baixo e Médio Amazonas, a presença de pólenes do Cretáceo, relatados por Daemon & Contreiras (1971), foi critério determinante para que Caputo et al. (op. cit), igualmente, propusessem o abandono do mapeamento da Formação Barreiras - uma unidade tipicamente terciária - nesta região, pela Formação Alter do Chão, cretácea, definida por Kistler<sup>1</sup> apud Caputo et al. (1972), proposição adotada por Santos et al. (1974).

Por outro lado, os mapeamentos do Projeto RADAM/RADAMBRASIL realizados a leste do meridiano de Manaus, e.g. 66° WGr, (Issler et al., 1974, Lima et al. 1974, Santos et al., 1975, Araújo et al., 1976) mantiveram a unidade Barreiras na categoria de formação, enquanto que para oeste desse meridiano, o pacote sedimentar cenozóico foi em sua totalidade reunido na Formação Solimões (Silva et al., 1976; Del'Arco et al., 1977; Barros et al., 1977; Fernandes et al., 1977; Araújo et al., 1978; Lourenço et al., 1978). Disso resultou que a Formação Solimões foi mapeada por toda região das bacias do Alto Amazonas e Acre, estendendo-se à Colômbia, Peru e Bolívia, onde recebe outras denominações, caracterizando a Bacia Cenozóica Solimões de Santos. et al. (1974).

---

<sup>1</sup> KISTLER, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. Belém, PETROBRÁS (Relatório Interno- 126A)

A existência de um limite morfológico na região do Alto Amazonas, a separar uma área de sedimentos cenozóicos intensamente dissecada posicionada a oeste, de outra, onde o relevo é plano ou conservado, situada a leste, é claramente notável em imagem de radar e de outros sensores (veja figura 3.1 para localização). O contraste é tão evidente que o mapeamento geomorfológico realizado pelo Projeto RADAM/RADAMBRASIL na região (ver Oliveira et al., 1977, Franco & Prates, 1977; Franco & Moreira, 1977) logrou definir duas unidades geomorfológicas: a Depressão Rio Acre - Rio Javari, representando os relevos dissecados de oeste, e o Planalto Rebaixado da Amazônia (Ocidental), representando os relevos planos de leste. Há também sensíveis variações na tipologia dos solos e da cobertura vegetal, conforme constatado pelos mesmos levantamentos do Projeto RADAMBRASIL, a caracterizar diferentes ecossistemas.

O não reconhecimento na época do mapeamento do RADAMBRASIL, de subdivisões, sejam litológicas ou litoestratigráficas, na seqüência sedimentar cenozóica - considerada como Formação Solimões em sua plenitude -, impediu a esses autores justificar os contrastes morfológico, pedológico e fitoecológico, através de um controle litológico ou litoestrutural, embora Oliveira et al. (op. cit) tenham aventado a possibilidade de uma relação causal aos movimentos ao longo do Arco de Iquitos - na realidade Arco de Jutai segundo Cunha (1991) -, cujo traçado em subsuperfície seria coincidente com este limite morfológico. Em outras palavras, o contraste geomorfológico ou ecológico citado poderia ser devido a um controle estrutural e, nesse caso, as unidades geomorfológicas ali definidas poderiam ser consideradas também como domínios morfoestruturais.

No entanto, os trabalhos de campo, incluindo sondagens, realizados pela CPRM para o DNPM na região do Alto Solimões, com vistas a pesquisa de carvão (ou linhito), conseguiram reunir informações que justificam, de uma forma bastante convincente, as diferenças morfológicas como devidas a existência de diferentes unidades litoestratigráficas, tanto no tempo como no espaço (Maia et al., 1977). Estes autores reconheceram ao longo do rio Içá, desde a localidade de União até sua foz no Solimões, um pacote predominantemente arenoso assentado discordantemente sobre a Formação Solimões. Esta unidade foi denominada de Formação Içá, que teria como seção-tipo as citadas exposições no rio homônimo, e como seção de referência, a

que vai da superfície até 79,0 metros do furo IAS-41-AM, situado na localidade de São Joaquim, margem esquerda do rio Solimões (coordenadas aproximadas 02° 46'S e 67°37'W).

Desde então a Formação Içá vem sendo identificada em todos os trabalhos que interessam a cobertura sedimentar cenozóica do Alto Amazonas (Schobbenhaus et al., 1981; Santos, 1984; Borges, 1987; Cunha, 1991; Melo & Villas Boas, 1993; Bezerra et al., 1999; Braz et al., 1999; Coelho, 2000).

Silva (1999), no entanto, classifica como uma "aberração estratigráfica" a criação dessa unidade por considerar que, em sendo as formações Solimões e Içá produto de um sistema deposicional idêntico - fluvial de planície de inundação -, o conjunto formaria um pacote indivisível. O autor considera que desde os primórdios da sedimentação Solimões no Mioceno - quiçá Oligoceno - até o presente, aí incluídos os depósitos das atuais planícies de inundação, existiria uma única seqüência litoestratigráfica, à qual propôs chamar "Seqüência Cenozóica Solimões". Justifica a proposta afirmando que o termo formal, Formação Solimões, estaria em desacordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, por apresentar problemas de definição nas suas relações de contato com as unidades sobre e subjacentes.

Analisando-se a polêmica sustentada por Silva (1999, 2001) acerca do não reconhecimento de uma unidade diferente e mais nova que a Formação Solimões na região sedimentar do Alto Amazonas, verifica-se que a questão envolve uma grande dificuldade de entendimento ou de aceitação do verdadeiro significado das propostas de subdivisão, e, principalmente, da própria evolução cenozóica dessa vasta região.

Ressalte-se ainda que o autor (Silva, 1999, 2001) foi responsável ou co-responsável pelo mapeamento do Projeto RADAMBRASIL em algumas áreas do Alto Amazonas (Folhas Juruá, Rio Branco e Javari-Contamana), nos quais toda a sedimentação cenozóica, que antecede a das atuais planícies fluviais, foi considerada como Formação Solimões. Já naquela época a questão foi amplamente discutida em relação à validade ou não da Formação Sanozama de Almeida (1974a e b), autor que na época também pertencia aos quadros do Projeto RADAMBRASIL, sendo, aliás, o coordenador do mapeamento da região do Alto Amazonas.

As dificuldades de entendimento situam-se em:

- 1) O que se pretendia chamar de Formação Sanozama, e o que representa a Formação Içá.
- 2) Como se processou a sedimentação das Formações Solimões e Içá.

Estas duas questões devem ser tratadas conjuntamente, posto que estão inter-relacionadas.

Em primeiro lugar é importante esclarecer que as informações coletadas e apresentadas por Maia et al. (1977) não deixam dúvidas sobre a existência de duas formações, Içá e Solimões, relacionadas através de discordância. Estas relações também foram constatadas por Coelho (2000), em perfil geológico realizado ao longo do rio Solimões desde Tabatinga até Santo Antônio de Içá. Um outro ponto é que a Formação Içá, da forma como definida por Maia et al. (op. cit), não tem total correspondência à proposta Formação Sanozama de Almeida (1974 a e b), embora tal correspondência tenha sido admitida por Maia et al. (op. cit).

Isto pode ser constatado através dos seguintes pontos postulados pelos autores:

1. Para Almeida (op. cit) a Formação Sanozama seria parte integrante da Formação Solimões, constituindo a unidade de topo, daí sua proposta de elevação da unidade à categoria de Grupo Solimões, que se completaria com as formações Ramon ou Pebas, ou ambas. Já para Maia et al. (1977) o relacionamento entre as Formações Solimões e Içá seria caracterizado através de uma discordância, com evidentes distinções litológicas e de ambiência deposicional.
2. Os mesmos contrastes de relevo utilizados por Maia et al. (op. cit), para separar a Formação Içá da Formação Solimões, foram considerados por Almeida (op. cit.) como feições morfológicas diferentes de uma única sucessão sedimentar, ou seja, da Formação Sanozama. As áreas dissecadas - onde se identificaria a Formação Solimões, segundo os critérios de Maia et al. (1977) - seriam no entender de Almeida (1974a e b) zonas mais soerguidas, intensamente trabalhadas pela erosão, onde comumente poderia ser identificado o padrão de drenagem festonado, caracterizado pelo encaixamento da drenagem atual em paleomeandros, ou, como referido pelo autor, em cicatrizes de meandros da drenagem pretérita, qual seja, a bacia de drenagem do rio Sanozama. De outra sorte, ou seja, nas áreas planas, ou mais rebaixadas, onde a erosão não teria destruído totalmente a paisagem, estariam a ocorrer os remanescentes da própria drenagem pretérita, sob a forma de paleomeandros colmatados muito bem preservados.

3. A Formação Sanozama assim definida ocuparia uma área de aproximadamente 950.000 km<sup>2</sup>, em território brasileiro, adentrando o Peru e a Colômbia, enquanto que a Formação Içá teria em torno de 600.000 km<sup>2</sup>, pois estaria representada apenas pelas áreas planas ou levemente dissecadas, posicionadas a leste de uma faixa compreendida entre o meridianos 69° 00' e 69° 30' WGr, e correspondente à "A feição estrutural do Arco de Iquitos..."(Maia et al. (op. cit.). Hoje sabe-se que a feição estrutural referida corresponde ao Arco de Jutuí, que subdivide a Bacia Paleozóica do Solimões nas bacias do Juruá e Jandiatuba, conforme denominação empregada por Cunha (1991). O Arco de Iquitos, na realidade, compreende uma outra feição estrutural posicionada a oeste do Arco de Jutuí - ou da zona de contato Formação Içá/ Formação Solimões -, que estabelece os limites entre as bacias do Acre e Solimões.
4. Para Almeida (op. cit.) a Formação Sanozama representaria os produtos sedimentares de um sistema fluvial, na realidade fluviolacustre, que drenava a região de leste para oeste, e atuante desde, pelo menos, o Mioceno até o Pleistoceno. A Formação Içá, por seu turno, estaria relacionado a um sistema fluvial semelhante ao atual, isto é, correndo de oeste para leste.

Estes pontos e muitos outros mostram que a Formação Içá e a pretensa Formação Sanozama não seriam coincidentes nem espacialmente, nem litoestratigraficamente. Portanto, não se justifica o procedimento de Silva (1999) de não aceitar a existência da Formação Içá, unicamente por discordar do modelo genético admitido por Almeida (1974a e b) para a sua Formação Sanozama, ou por achar, sem controle de campo suficiente, que a Formação Solimões - ou como prefere o autor, a "Seqüência Cenozóica Solimões" - é indivisível, desprezando as inúmeras evidências de campo apresentadas por Maia et al. (1977) para justificar a existência da Formação Içá, como uma unidade espacial, litoestratigráfica e geneticamente diferente da Formação Solimões.

A Formação Içá difere da Formação Solimões em muitos aspectos, dentre os quais os mais notáveis são:

1. *O conteúdo litológico*, onde na Formação Solimões há um notório predomínio de sedimentos pelíticos e até clastoquímicos, com intercalações mais grosseiras sob a forma de arenitos finos, enquanto que na Formação Içá, a sucessão é predominantemente arenosa, por vezes

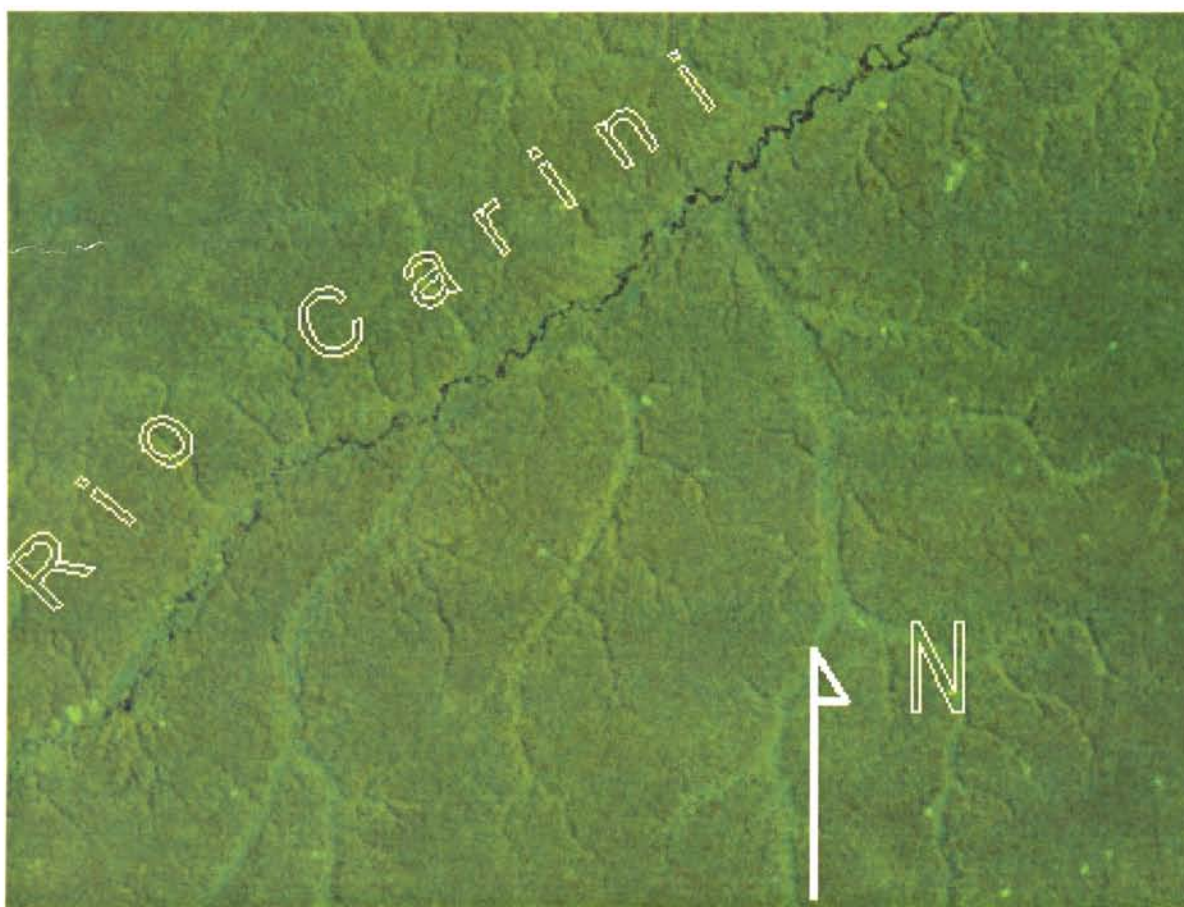
grossa, com intercalações lenticulares de material mais fino, principalmente arenitos finos e siltitos, e mais raramente argilitos (Maia et al., 1977; Coelho, 2000)

2. *O conteúdo fossilífero*, que é uma característica da Formação Solimões em praticamente todas as exposições, é raro ou ausente na Formação Içá. Destaca-se nesse contexto, que em cerca de 1000 km de perfis, ao longo do rio Solimões realizados pela equipe do IBGE para o Projeto do SIVAM, não se detectou nenhuma localidade fossilífera nos domínios da Formação Içá. No mapeamento do Projeto RADAMBRASIL da folha SA.20-Manaus (Lourenço et al., 1978) são citadas 24 localidades fossilíferas, todas do Pleistoceno, representadas por turfa ou restos vegetais, com exceção de uma referente à localidade de Mucura, considerada duvidosamente como terciária.
3. *Os caracteres morfológicos* entre as duas unidades são notavelmente diferentes, mostrando-se a Formação Solimões com um relevo dissecado em colinas estreitas com vertentes acentuadas, e vales encaixados em forma de "V", aparecendo por vezes cristas como no contato com a Formação Içá. Esta, por sua vez, mostra um relevo extremamente plano, com áreas onde a drenagem ainda está se organizando, como na região do interflúvio Negro-Solimões, sendo comum a ocorrência de áreas interfluviais alagadiças (pantanosas).
4. *O ambiente de sedimentação* na Formação Solimões caracteriza-se como essencialmente flúviolacustre, inicialmente de águas rasas (oxidantes), evoluindo para condições de águas mais profundas de baixa energia e caráter redutor (Maia et al., op. cit.). Já na Formação Içá predomina uma sedimentação continental fluvial de alta energia e caráter oxidante.

A Formação Içá é a unidade com maior distribuição nos domínios da área pesquisada. É também a de maior distribuição entre as formações cenozóicas da Amazônia Brasileira, com área que ultrapassa os 600.000 km<sup>2</sup>, estendendo-se desde o Meridiano de Manacapuru, para oeste até o contato com a Formação Solimões – fora da área pesquisada –, o qual é representado pelo contraste morfológico referido anteriormente (Figura 3.1).

O relevo plano característico da Formação Içá e, portanto, sem diferenças altimétricas significativas, apresenta distinções em face do maior ou menor grau de organização da rede de drenagem e isto, como será discutido na presente dissertação, se deve a influência tectônica.

Os vales desenvolvidos sobre a unidade, sem exceções, são bem abertos, em forma de “U”, mas nas vertentes da margem direita do rio Solimões a rede de drenagem já se mostra bem desenvolvida, ou Avançada na classificação de Deffontaines & Chorowics (1991), apresentando-se formas de dissecação em interflúvios tabulares, e localmente em colinas, próximo dos canais de drenagem (Figura 3.2). Já no interflúvio Solimões – Negro o grau de desenvolvimento da rede de drenagem é muito baixo a oeste e norte, aumentando em direção à confluência desses rios.



**Figura 3.2 – Imagem TM5 , composição 5R4G3B, escala aproximada 1:250.000. Aspecto dos vales em forma de “U” desenvolvidos sobre a Formação Içá a sudoeste do rio Solimões. Notar os interflúvios tabulares.**

Nesse contexto, na região oeste dessa área interfluvial, ou seja, a região banhada pelos rios Téa, Uneiuxi, Aluanã e Urubaxi, bem como na região ao norte do rio Unini, são comuns marcas de paleodrenagem, paleoterraços dissecados, inseridos na unidade Terraços Pleistocênicos, e áreas interfluviais pantanosas (alagadiças), arreicas, onde a drenagem ainda não

se organizou, e onde aparece comumente o padrão palimpsesto, consideradas na presente pesquisa como Coberturas Arenosas Interfluviais (Figura 3.3).

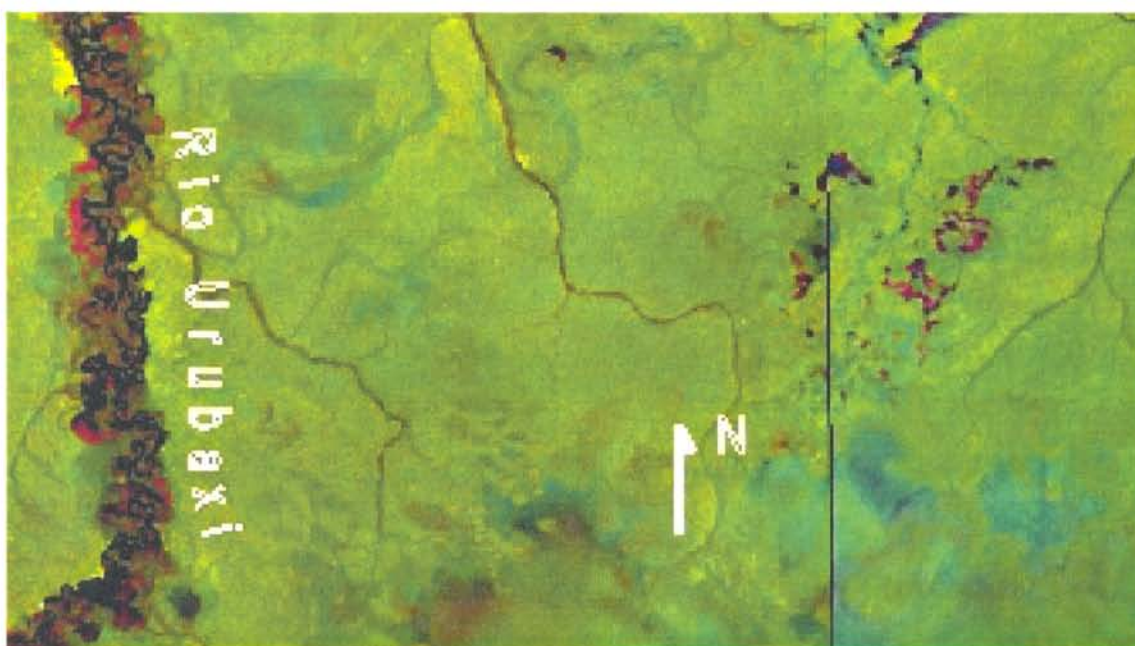


Figura 3.3 – Região do baixo curso do rio Urubaxi. Imagem TM5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:1.000.000. Rede de drenagem em estágio inicial sobre a Formação Içá. Notar a grande incidência de marcas de paleodrenagem e canais abandonados e colmatados, evidenciando o padrão palimpsesto. A incidência de lagos em posição interfluvial (tons escuros na imagem) caracteriza o padrão multibasinal-lagunado. Os tons em verde-escuro correspondem a lagos e paleocanais colmatados e ocupados por vegetação arbórea.

Em direção à confluência do rio Negro com o rio Solimões, ao sul do rio Unini, há uma melhor definição da drenagem, mas ainda se preservam os registros das áreas interfluviais alagadiças, sob a forma de tons mais escuros mostrados nas imagens de satélite, ou mais claros nas imagens de radar. Esta situação está a mostrar que a organização da rede de drenagem, da tipologia dos solos, e da cobertura vegetal evolui de leste para oeste e de sul para norte, indicando o complexo processo de abatimentos e soerguimentos de blocos sofridos por essa região interfluvial em decorrência da neotectônica.

Especificamente na área pesquisada, a Formação Içá aflora continuamente nos barrancos da margem direita do rio Solimões no trecho Tefé - Coari. Neste trecho os arenitos são os termos nitidamente predominantes, aparecendo com tons ora avermelhados, amarelados, rosados e creme-esbranquiçado a cinzentos, com granulometria que varia de muito fina a grosseira, com níveis conglomeráticos, por vezes mostrando granodecrescência ascendente, e estratificação cruzada planar e sigmoidal, com terminações ricas em *climbings*, comuns. Siltitos

são intercalações que aparecem muito comumente, sendo os termos argilosos mais raros, mas que aparecem freqüentemente como bolas de argila nos arenitos. Nas seções em que a intercalação siltito-arenito é preponderante em relação à maior ou menor expressão de um dos dois componentes, aparece uma estruturação em camadas onde predominam siltitos, e, em lâminas com predominância de arenitos.

Os sedimentos da Formação Içá foram depositados através de um sistema complexo, onde canais fluviais divagavam sobre uma ampla área de planície aluvial com significativas interferências neotectônicas. Nesse contexto os afloramentos observados, ao longo do rio Solimões, mostram uma grande variação de fácies inerentes ao sistema fluvial aparecendo desde os residuais de canal, onde sedimentos arenosos médios a grosseiros exibem estratificação cruzada acanalada; os de planície de inundação onde são comuns as intercalações laminares de argilito-siltito-arenito, com variações nas espessuras das lâminas a indicar maior ou menor volume de água, ou de outra sorte, as épocas de cheia e de vazantes dos rios, ou ainda mudanças abruptas no padrão dos canais; significativos pacotes decamétricos de sedimentos arenosos e até conglomeráticos indicativos de sedimentação através de canais entrelaçados (*braided*), de alta a baixa energia em face da ampla variação granulométrica dos sedimentos; intercalações de argilito-siltito-arenito fino com estratificação sigmoidal indicativo de bruscas variações de energia do fluxo aquoso, podendo representar formação de deltas internos, em ambiente de águas estagnadas, pantanosos ou mesmo de lagos esparsos.

A idade plio-pleistocênica admitida para a Formação Içá tem, por referência, o seu posicionamento estratigráfico recobrimo os sedimentos da Formação Solimões, cuja deposição ter-se-ia encerrado no intervalo Mioceno-Plioceno (Latrubesse et al., 1994). Por outro lado, as localidades fossilíferas, basicamente turfa e restos vegetais carbonizados, cadastradas por Santos et al. (1974) e Lourenço et al. (1978) nos domínios da área em pauta, onde atualmente se reconhece a Formação Içá, são todas relacionadas ao Pleistoceno. Sua evolução não deve ter atingido o final do Pleistoceno, pois a seção de topo é truncada pelo último evento de aplainamento registrado em território brasileiro, denominado por King (1956) de superfície Paraguaçu, de Pediplano Pd1 por Bigarella & Mazuchowski, (1985) e de Pediplano Neopleistocênico em todos os relatórios do Projeto RADAMBRASIL na Amazônia (ver Barbosa et al., 1974, Nascimento et al., 1976; Melo et al., 1976; Franco & Moreira, 1977; Franco &

Prates, 1977; Oliveira et al., 1977; Mauro et al., 1978 entre outros) e por Del'Arco & Mamede (1985) e Bezerra et al. (1986 e 1990).

Admite-se, portanto, que a deposição da Formação Içá deve ter ocorrido principalmente no Pleistoceno Inferior, com início no limiar Plioceno – Pleistoceno, e encerramento antes do final do Pleistoceno, quando variações climáticas já perfeitamente identificadas propiciaram atuação desse extenso evento de aplainamento, que constituiu a Superfície Paraguaçu, datado como do Neopleistoceno.

Como já mencionado, a Formação Içá seria proveniente dos processos sedimentares de um sistema essencialmente fluvial que drenava para o Oceano Atlântico, diferindo nesse e em muitos aspectos da Formação Solimões, cujos processos deposicionais ocorreram na direção de bacias interiores, posicionadas nas bordas da cadeia andina, sendo esse fluxo na Amazônia Ocidental, de leste para oeste (Katzner, 1933; Loczy, 1970; Almeida, 1974a e b; Almeida, 1975; Latrubesse et al., 1994; Bemerguy, 1997; Bemerguy et al., 2002). A inversão no sentido da corrente de um para outro sistema fluvial ocorreu a partir do Plioceno, quando vigorava no interior da Placa Sul-Americana o regime neotectônico, definido e adotado por inúmeros pesquisadores como de natureza transcorrente (Bemerguy & Costa, 1991; Costa et al. 1993, 1995 e 1996; Costa & Hasui, 1997; Igreja & Catique, 1997; Borges et al., 1995 a e b; Bezerra, 1996; Bezerra & Costa, 1996a, b e c; Bemerguy, 1997; Ferreira Júnior, 1996; Bemerguy et al., 2002).

### **3.2.1. – Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro**

A região do interflúvio Rio Branco – Rio Negro, ou mais precisamente, as vertentes setentrionais do rio Negro entre os rios Paduari e Branco, se constitui numa extensa superfície plana, suavemente basculada para S-SW, em direção ao rio Negro, e denominada Pediplano Rio Branco-Rio Negro por Franco et al. (1975) e Costa et al. (1978) e Depressão do Rio Branco – Rio Negro pelo IBGE (1993).

Montalvão et al. (1975) identificaram geologicamente esta região como Cobertura Sedimentar Terciária a Pleistocênica, considerando que as suas características não se coadunariam com a Formação Solimões, unidade que, excluindo-se as aluviões antigas que conformam os terraços, na época era considerada como única representante da sedimentação

cenozóica pré-holocênica da Amazônia Ocidental. As litologias amostradas constaram de cascalhos, areias, siltes e argilas (ambiente fluvial lacustrino) e arenitos, siltitos e argilitos, laterizados, podendo incluir fragmentos das formações Boa Vista, Solimões e Alter do Chão.

De acordo com Santos & Nelson (1995), trata-se de uma bacia continental recente, à qual denominaram de Pantanal Setentrional, formada provavelmente no Pleistoceno, preenchida por sedimentos provenientes de um sistema predominantemente fluvial entrelaçado, com intensa migração lateral e características morfológicas típicas de um pantanal.

Para efeito descritivo, esta sedimentação é aqui denominada de Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro, e incluída na Formação Içá, tendo em vista a dificuldade ainda existente de individualização entre as duas unidades. No entanto, com trabalhos em escala adequada, parte do complexo sedimentar exposto na região da Depressão do Rio Branco – Rio Negro deverá ser destacada da Formação Içá e definida como uma unidade litoestratigráfica independente.

Dentre as principais características observadas, através de imagens de sensores remotos, estão a ausência de drenagem definida, a qual se mostra como uma rede de canais interconectados, sem as ramificações do canal principal como é típico de um sistema bem desenvolvido, e a grande incidência de áreas interfluviais inundáveis permanentemente ou não, onde se desenvolve a vegetação de Campinarana. Trata-se de uma rede de drenagem em Estágio Inicial de Desenvolvimento, de acordo com a classificação de Deffontaines & Chorowics (1991). (Figura 3.4)

Em trabalhos anteriores que envolveram esta região, a unidade foi relacionada à Formação Solimões por Santos et al. (1974) e Lourenço et al. (1978), e mais recentemente à Formação Içá (Schobbenhaus et al., 1981, Borges, 1987, CPRM, 1997, 2001).

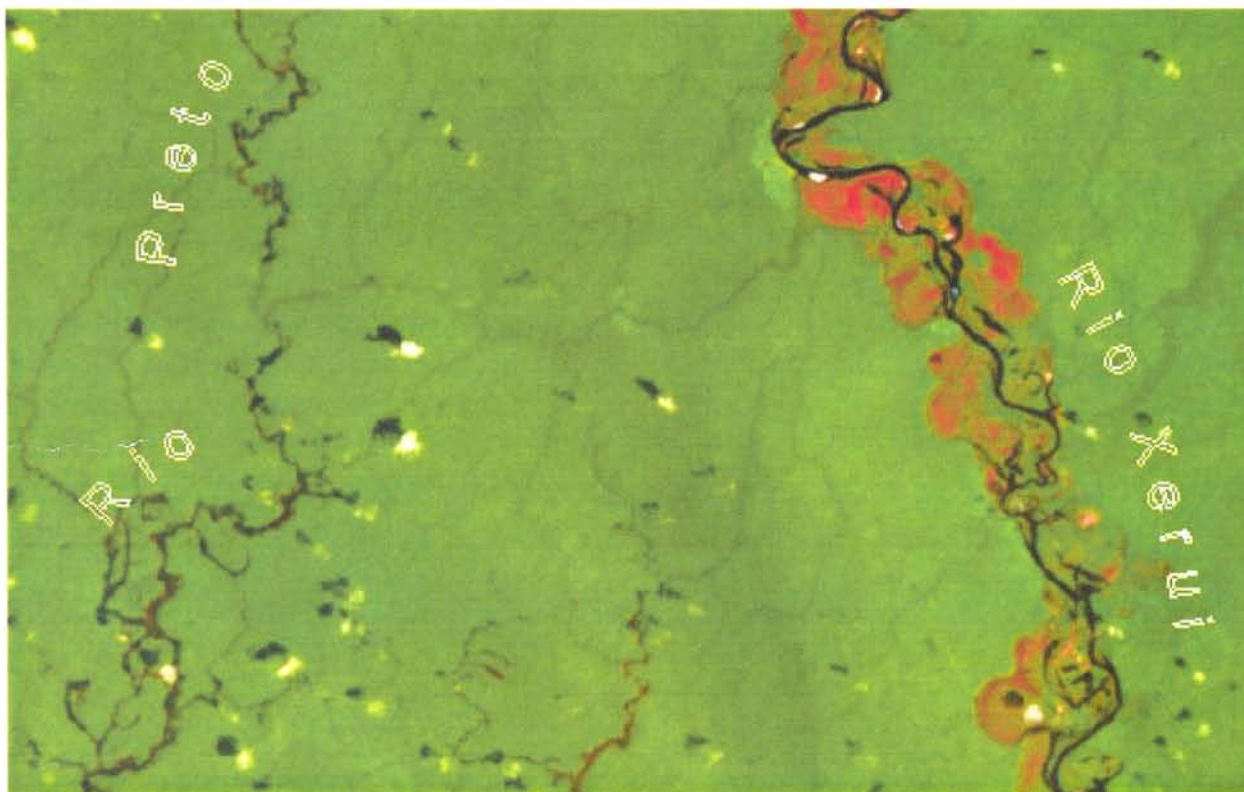


Figura 3.4 – Região do Interflúvio Rio Branco-Rio Negro, entre o rio Preto e o rio Xerui. Imagem TM5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:250.000. Rede de canais interconectados caracterizando um padrão de drenagem amorfo, e um estágio inicial de desenvolvimento. Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro.

Reis & Souza (1997) realizaram um reconhecimento geológico ao longo do rio Branco, de Caracará para jusante, tendo identificado nesta bacia uma sucessão inferior e não basal com predomínio de rochas areníticas oxidadas, denominada de Membro Boiaçu, sobrepostas por espesso pacote argiloso e síltico-argiloso (Membro São José do Anauá). As camadas descritas apresentam mergulho para SW e direção dos estratos em N19°W. Medidas de direção de paleocorrente tomadas em arenitos apreenham azimutes em torno de 240° a 260°, indicando, desse modo, uma direção dominante SW. Não foram encontrados níveis conglomeráticos (arenitos conglomeráticos e/ou conglomerados) na seção ao longo do rio Branco, e os arenitos sempre registram contribuição argilosa, sendo que as seções predominantemente argilosas não possuem matéria orgânica.

O ambiente deposicional que caracteriza essa sucessão sedimentar, é similar àquele do atual curso do rio Branco, prevalecendo características mistas de canais retilíneos e entrelaçados, com baixa sinuosidade de toda a drenagem (Reis & Souza, 1997).

Reis & Souza (op. cit), embora façam referência à unidade utilizando a expressão Formação Solimões, enumeram uma série de parâmetros a mostrar que essa sucessão sedimentar não apresenta em superfície uma espessura e empilhamento litológico que possa corresponder aos apresentados pela Formação Solimões em outras localidades da bacia cenozóica, como na região do Alto Solimões, onde ocorre a Formação Solimões típica, e na região do rio Jaú, no domínio Baixo rio Negro, onde se identifica a Formação Içá. Entre estes parâmetros destacam-se: 1) sua proximidade com o embasamento granito-gnássico da região de Caracaraí, que serve de área fonte para a sua sedimentação, diferente daquela com área fonte relacionada à cadeia andina; 2) estabelecimento deposicional com características topográficas próprias da região – p. ex., domínio do sistema fluvial sobre o lacustre - não registrando estratos com espessura significativa de matéria orgânica, se existentes, muito pouco expressivos; 3) as características redutoras e oxidantes dos pacotes ainda não configuram uma segura correlação entre estratos de várias localidades, existindo no interior de uma mesma seção, camadas com ambas as feições; 4) a presença ou não de níveis de turfa/linhito não constitui parâmetro geral entre as formações Içá e Solimões, já que nos domínios dessa bacia (Rio Branco – Rio Negro) apenas a sedimentação mais jovem contém níveis de matéria orgânica, contrário ao descrito para outras regiões.

Das análises morfotectônicas realizadas durante a presente investigação, e que serão discutidas adiante (ver item 6.4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA), interpreta-se a região da depressão do Rio Branco – Rio Negro, onde se depositou a cobertura sedimentar ora enfocada, como uma bacia estrutural em cunha, cuja geometria é desenhada a noroeste pelos feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW, pertencentes ao Lineamento Tacutu ou Guiana Central, e, a leste, pelas falhas obliquo-dextrais com componentes inversas de direção N-S, que controlam o cursos dos rios Branco, Jauaperi, Xeruini e afluentes, e que conformam o Lineamento do Rio Branco. A interação entre os dois feixes de falhas, provocou no interior da bacia o desenvolvimento de falhas normais *en-echelon* segundo a direção NW-SE, e mergulho para NE, as quais provocaram: 1) captura do sistema de drenagem que fluía para NE ao longo do Lineamento Tacutu para a direção NW-SE e formação do rio Negro, inicialmente em uma posição situada a cerca de 20 km à NNE da posição atual; 2) inversão dessa mesma rede de drenagem (Schaefer & Dalrymple, 1995) devido ao basculamento da depressão para SW, e sua completa desorganização, e daí a indefinição de sua rede de canais; 3) formação de imponentes áreas pantanosas hoje em posição interfluvial.

Na progressão da deformação ao longo da estrutura em cunha, a contínua movimentação das falhas normais provocou deslocamento do curso do rio Negro para SW e formação de imponentes terraços holocênicos em sua margem esquerda. A drenagem, atualmente em processo de definição, se organiza precariamente através de canais controlados pelas falhas normais, mostrando vertentes fortemente assimétricas como nos rios Jufari, Preto, Araçá e afluentes. O padrão do canal do rio Negro passa de entrelaçado para retilíneo, ao adentrar no domínio das estruturas do Lineamento do Rio Branco, as quais também provocam uma série de anomalias em cotovelo observadas no trecho retilíneo a jusante da foz do rio Branco, pelo deslocamento imposto ao canal pelas falhas inversas-oblíquas dextrais que compõem esse lineamento.

O preenchimento sedimentar da bacia ocorreu após a inversão dos sistemas de drenagem no fim do Pleistoceno ou mesmo no Holoceno, e recobriu os sedimentos da Formação Içá típica que aflora a leste e a oeste da bacia, onde a região apresenta um melhor grau de desenvolvimento da rede de drenagem.

### 3.3. TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS

Diversos pesquisadores têm se dedicado à significativa sedimentação aluvial na região amazônica, merecendo destaque Oliveira & Carvalho (1924) que apresentaram importantes observações ao longo dos rios, desde a região do Baixo Amazonas, entrando por seus afluentes, subindo o Solimões e atingindo as cabeceiras dos rios Javari e Içá. Posteriormente Oliveira (1929), na região do Baixo Rio Branco, descreveu material aluvionar de coloração castanha e textura finíssima.

No entanto, as pretéritas planícies de inundação, atualmente definidas como superfícies aplainadas e possivelmente escalonadas, as quais representam aluviões antigas, foram individualizadas sob a designação Aluviões Indiferenciadas, por Silva et al. (1976). Esse mesmo entendimento foi seguido por Barros et al. (1977) e demais autores de trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAM/RADAMBRASIL na região Amazônica. No presente trabalho esses depósitos foram designados Terraços Pleistocênicos, seguindo a terminologia adotada pelo IBGE para o Projeto SIVAM (Braz et al., 1999, Coelho et al., 1999).

São depósitos de terraços fluviais antigos e rampas-terraços, constituídos por argilas, siltes e areias, às vezes maciços, de cores avermelhadas. Localmente mostram intercalações lenticulares de argilitos e conglomerados. Revelam uma distribuição descontínua, representando diferentes comportamentos dos meios deposicionais, em geral relacionados à influência da neotectônica

Pesquisadores, como Silva et al. (1976); Melo et al. (1976); Barros et al. (1977); Del'Arco et al. (1977); Oliveira et al. (1977) e Araújo et al. (1978) admitiram estes registros tectônicos. No presente trabalho estes depósitos estão diferenciados dos Terraços Holocênicos devido, principalmente, à sua dissecação por drenagem de primeira e segunda ordem e pela presença de raros meandros colmatados, os quais são mais freqüentes nos Terraços Holocênicos.

Os depósitos dos Terraços Pleistocênicos ocorrem principalmente à margem esquerda do rio Solimões, no trecho da foz do rio Juruá até Coari, e são fortes indicativos de uma migração do curso desse rio para sudeste (Figura 3.5). Aparecem ainda entre as localidades de Codajás e Anamã, sempre pela margem esquerda, evidenciando um soerguimento dessa vertente do rio, associado ao lineamento de Codajás, cujos dados de campo mostram a ocorrência de falhas normais NW-SE, e transcorrências dextrais NE-SW. Um outro trecho onde esses terraços possuem grande expressão situa-se no interflúvio Solimões-Castanho, e está associado ao abatimento ocorrido no interior do romboedro transtensivo de Manacapuru (Bezerra et al., 1999), feição estrutural desenvolvida a partir da movimentação neotectônica do lineamento transcorrente dextral Madre de Dios-Itacoatiara (Igreja & Catique, 1997), que secciona a extremidade sudeste da área. Dados de campo coletados ao longo do rio Solimões, e no paraná Arara - que interliga pelo oeste o rio Solimões ao lago Grande de Manacapuru - mostram a presença de falhas transcorrentes oblíquo-dextrais NE-SW, e falhas normais E-W, configurando a estrutura transtensiva.

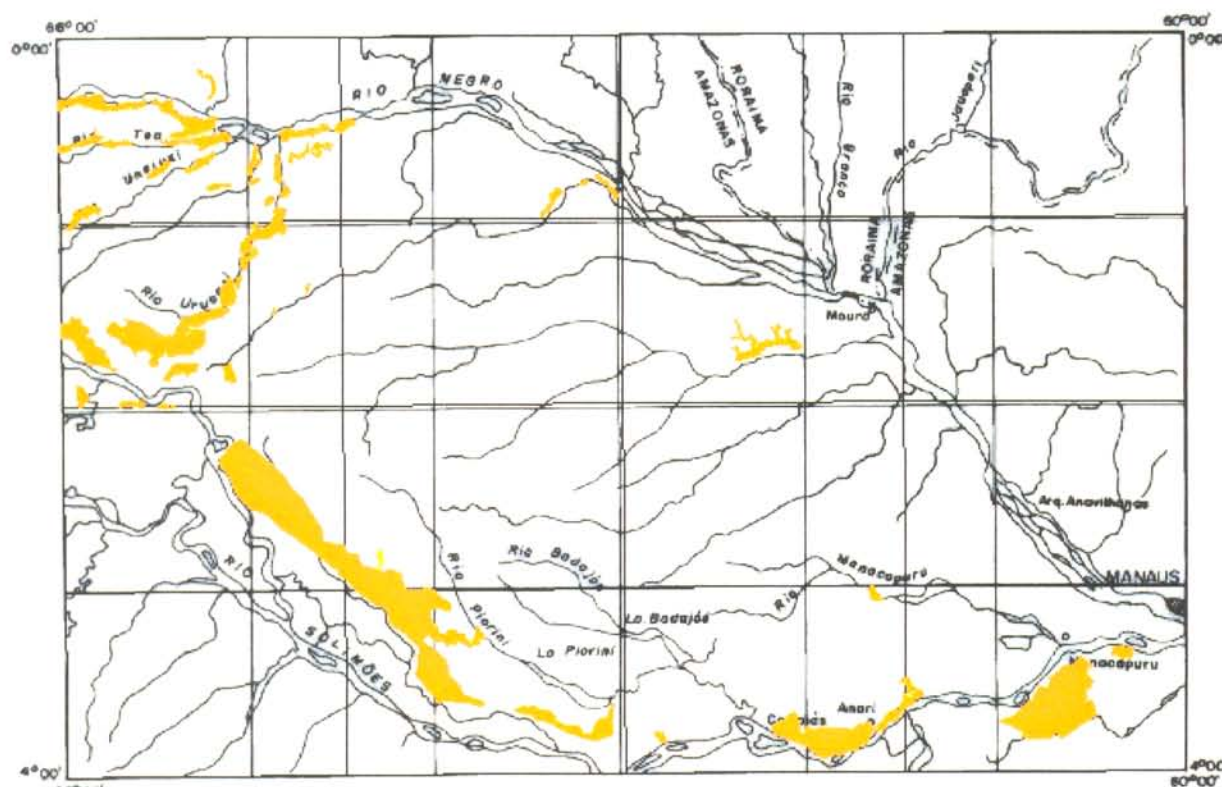


Figura 3.5 – Distribuição dos Terraços Pleistocênicos, em amarelo, na área pesquisada. Notar sua concentração na margem esquerda do rio Solimões, indicando sua migração para sudoeste. Grandes concentrações aparecem também na região noroeste às margens dos rios Urubaxi, Uneiuxi, Téa e no rio Negro, este pela sua margem direita.

Outra grande área de ocorrência dessa unidade situa-se no interflúvio Solimões – Unini, e pode tanto representar uma paleodrenagem que corria para oeste, como também pode ser devido a migração do alto curso do rio Piorini, hoje adaptado a alinhamentos estruturais NW-SE, com forte assimetria de vertentes. Concentrações desses terraços aparecem ao longo do interflúvio rio Negro – rio Japurá, a oeste da área pesquisada, sempre às margens dos rios de maior ordem como Urubaxi, Aluanã, Uneiuxi e Téa, sendo indicativos de mudanças de posição desses canais que hoje se encontram fortemente controlados por lineamento NE-SO, conforme demonstram seus longos trechos retinizados, e com fortes a moderadas assimetrias de vertentes. São constituídos por argilas, siltes e areias, às vezes maciços, de colorações avermelhadas, depositados em terraços fluviais antigos e rampas-terraços. Localmente englobam intercalações lenticulares de argilitos e conglomerados. Nas rampas-terraços estão inclusos sedimentos colúvio-aluviais areno-argilosos, provavelmente depositados em condições paleo-hidrológicas distintas das atuais, relacionadas às variações climáticas.

### 3.4. COBERTURAS ARENOSAS INTERFLUVIAIS

Franco et al. (1975) identificaram áreas arenosas alagadas, com cobertura vegetal de formações pioneiras em posição interfluvial, interpretadas como antigas *playas*. A continuidade do mapeamento para sul (Folha SA.20-Manaus) e para oeste (Folhas SA.19 - Içá e NA.19 - Pico da Neblina) permitiu melhor visualizar a distribuição destas coberturas arenosas, que recobrem tanto as rochas do embasamento como a Formação Içá, estendendo-se do rio Solimões para norte adentrando a região do Alto Rio Negro e daí à Colômbia (Figura 3.6).

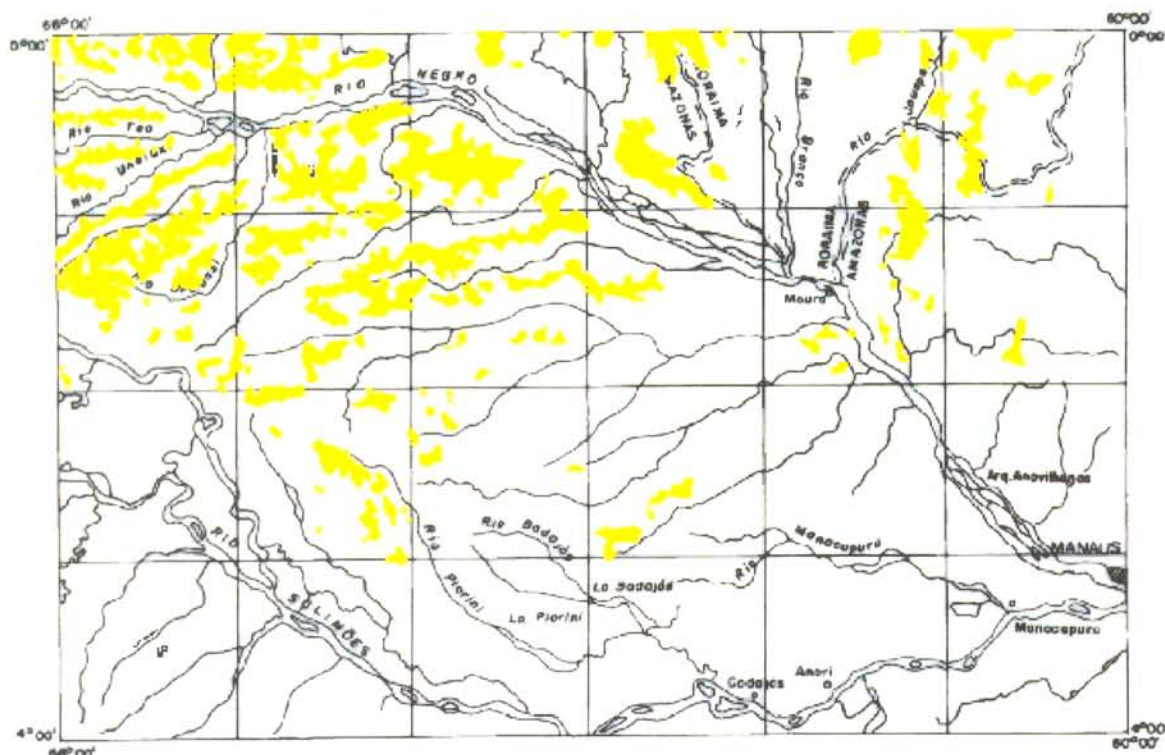


Figura 3.6 – Distribuição das Coberturas Arenosas Interfluviais (em amarelo) na área pesquisada

Costa et al. (1978) interpretaram estas coberturas como depósitos da fase de pediplanação neopleistocênica, descartando a possibilidade do seu aparecimento estar ligado a controle litológico, e que as mesmas seriam uma comprovação de que a pediplanação truncou igualmente litologias muito diferenciadas.

Na realidade, elas aparecem sempre associadas a lagos ou áreas alagáveis, e a concentração de areias sempre de cor branca ocorre por lixiviação das argilas durante o processo pedogenético. Em outras palavras, a colmatagem ou dessecação desses lagos e áreas alagadas é

acompanhada de uma intensa lixiviação das argilas e preservação de areias normalmente brancas, que são retrabalhadas pelos processos fluviais, pluviais e eólicos, desenvolvendo estruturas típicas de processos sedimentares, como a estratificação plano-paralela e cruzada. Por isto, embora transformadas por pedogênese nos solos do tipo Podzol Hidromórfico, são tratadas como unidades estratigráficas informais e denominadas de Coberturas Arenosas Interfluviais.

Litologicamente essas coberturas compreendem areias quartzosas essencialmente, brancas, e localmente amareladas, inconsolidadas, embora em alguns locais ainda seja possível perceber um acamamento com disposição plano-paralela e aspecto laminado. A granulometria é extremamente variável, de fina a grossa, denunciando variações na energia do transporte sedimentar, sendo os grãos mal arredondados, e a constituição basicamente de quartzo e minerais pesados.

Os processos pedogenéticos atuantes sobre essas areias, e relacionados a um clima tropical com intensas precipitações pluviométricas, deram origem aos solos Podzol Hidromórfico. Estes solos são excessivamente drenados nas épocas de estiagem prolongada, e excessivamente mal drenados nas áreas de maiores precipitações, o que favorece o alagamento constante, em face da evolução muito lenta da colonização vegetal.

### 3.5. ALUVIÕES HOLOCÊNICAS

Como já abordado, a rede de drenagem da área pesquisada encontra-se representada por duas grandes bacias hidrográficas, cujos canais principais são os rios Solimões e Negro. As formas de acumulações aluvionares atuais, nelas presentes, são fisionômica e geneticamente variáveis, resultando em distinções internas, ou comparativas entre uma e outra bacia, devido a variações na dinâmica fluvial.

Estas variações, conforme será discutido adiante, vinculam-se, em sua maior parte, a adaptações da rede de drenagem à estruturação neotectônica, que, ao induzir deslocamentos verticais e/ou horizontais nos domínios da bacia, provocam assimetrias de drenagem, alargamentos ou estreitamento das planícies, aumento ou diminuição na sinuosidade dos canais, aparecimento de terraços e lagos, e várias anomalias de drenagem, com influência direta nos processos sedimentares que construíram a planície.

Costa et al. (1978) relatam que, ao longo das planícies do Solimões e Japurá, os mosaicos de radar mostram uma variedade de elementos que caracterizam uma intrincada e complexa situação geomorfológica. Reconheceram nessa planície quatro padrões fisionômicos distintos que obedeceriam a uma seqüência evolutiva, segundo o posicionamento e distanciamento em relação ao canal do rio, indicando que o rio passou por várias fases ao longo de seu desenvolvimento. Assim foram identificadas cinco fases na evolução da planície do rio Solimões que, da mais nova para a mais antiga, foram denominadas: 1) fase de ilhas e deltas internos; 2) fase de diques aluviais; 3) fase de decantação homogênea de aluviões; 4) fase de lagos; e 5) fase de terraços (Costa et al., op. cit).

Conquanto tenham sido enfocados como padrões fisionômicos gerados em um mesmo ciclo de sedimentação, é importante perceber que os autores os caracterizaram como formas diferenciadas de acumulação aluvionar, representando, portanto, fácies de um sistema fluvial complexo, onde comparecem sedimentos acumulados em lagos, caracterizando aluviões lacustres ou fluviolacustres, em planície de inundação, como depósitos de transbordamento, em barras ao longo do canal e em barra em pontal (Figura 3.7). Na realidade refletem dinâmicas fluviais, resultantes da adaptação do canal a novas condições decorrentes de movimentações tectônicas, que no caso provocou a sua migração para sudoeste. Estes padrões são comuns na Planície Solimões-Japurá, enquanto que no rio Negro os mais freqüentes são os depósitos em barras longitudinais, com alguma planície de inundação, e imponentes terraços holocênicos.

### **3.5.1. Aluviões em Terraços Holocênicos**

Estas formas de acumulação refletem o antigo posicionamento da planície do rio, às margens do qual estão desenvolvidas, sendo, portanto, mais antigas que os depósitos das atuais planícies de inundação. São comuns na margem esquerda dos rios Negro e Solimões, principalmente no primeiro, mas com distribuição descontínua e dimensões variáveis, constituindo importantes registros da migração recente desses cursos d'água.

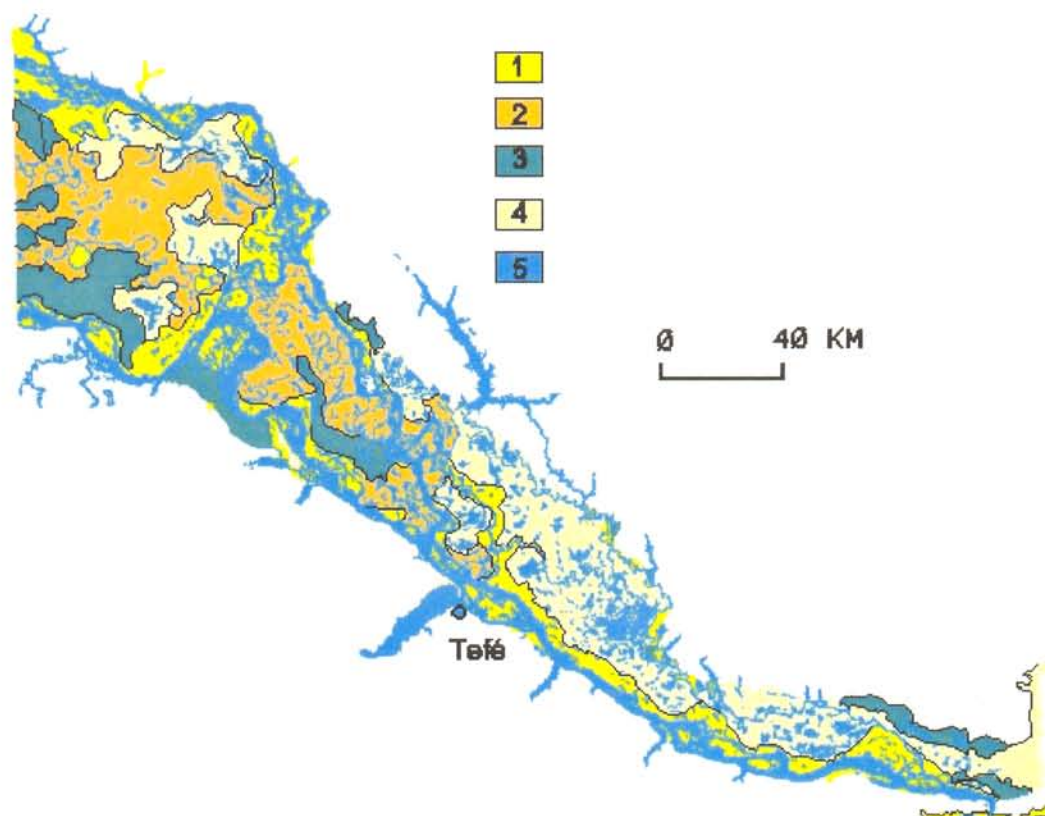


Figura 3.7 – Deposição aluvionar diferenciada na Planície Solimões-Japurá. (1) Aluviões fluviais indivisas; (2) Depósitos de barra em pontal; (3) Depósitos de transbordamento; (4) Depósitos fluviolacustres; (5) rios e lagos..

Constituem depósitos de canal e transbordamento, sob a forma de areias, siltes, argilas e cascalhos geralmente inconsolidados, de cores esbranquiçadas, amareladas e acinzentadas, às vezes com impregnações ferruginosas e espessuras que podem atingir 30 metros. Mostram em geral superfícies planas ou suavemente rampeadas, com quebra topográfica no limite com a planície atual, podendo se apresentar escarpados, identificando-se comumente sobre eles, paleocanais, meandros colmatados e lagos de meandro.

Os mais expressivos estão localizados na margem esquerda do rio Negro (Figura 3.8), desde a jusante da foz do rio Urubaxi até a foz do rio Branco, representados por níveis de terraços escalonados na direção sudoeste, e em ambas as margens do rio Juruá.

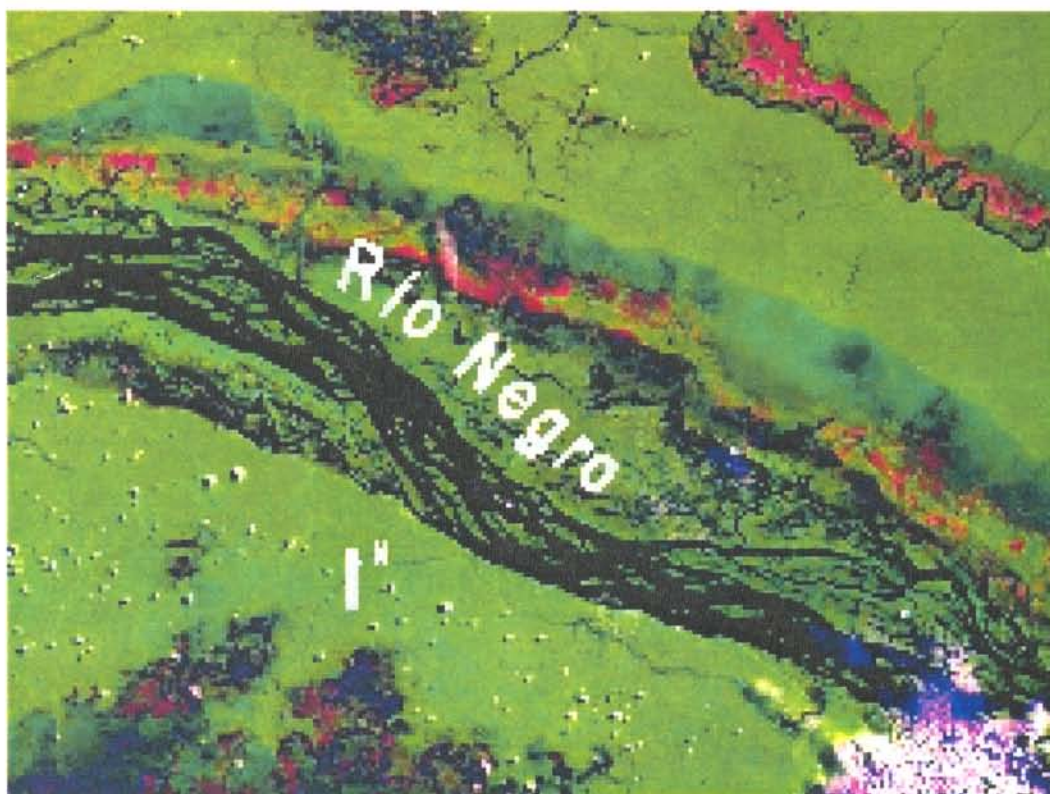
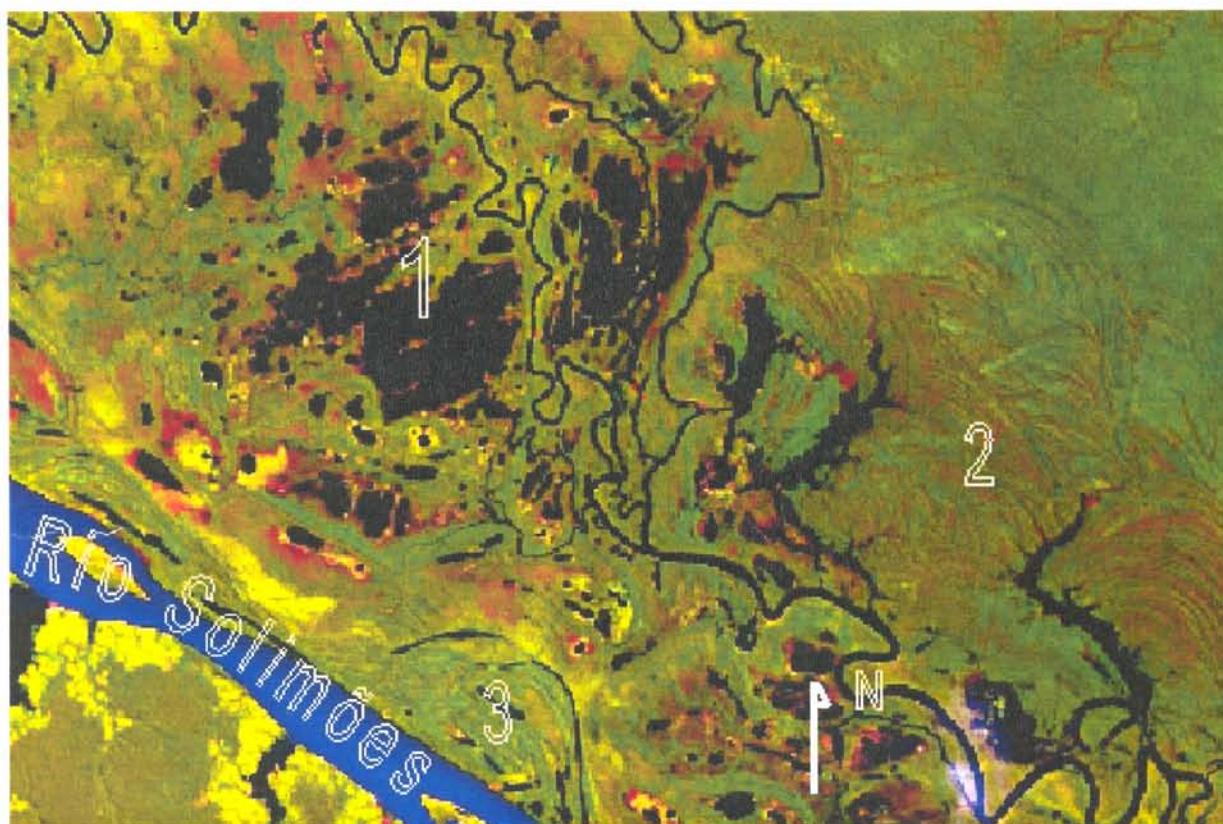


Figura 3.8 – Níveis de Terraços Holocênicos desenvolvidos na margem esquerda do rio Negro, indicando a migração do canal para sudoeste. No canto inferior esquerdo, em cor escura, ocorre um grande lago em posição interfluvial, feição comum na região. Imagem TM-5, composição colorida 4R5G3B, escala aproximada 1:1.000.000.

### 3.5.2. Aluviões Fluviolacustres

Tipo de deposição recente observado nas áreas mais baixas da planície do rio Solimões, onde se desenvolvem principalmente lagos de várzea. No processo de construção da planície corresponde à primeira fase de deposição, ocorrida após os abatimentos e soerguimentos que controlam o curso do rio desde a foz do rio Juruá até Manacapuru. Áreas contínuas de sedimentação fluviolacustre aparecem entre Tefé e Coari, e no grande alargamento da planície que se verifica a montante de Manacapuru. Esses depósitos sucedem os de Terraços Holocênicos, os quais marcam o antigo curso do rio, deslocados pelos abatimentos que produziram os lagos.

A sedimentação que se processa nesses ambientes é essencialmente pelítica, com uma significativa concentração de argilas cinzentas, por vezes amareladas devido a oxidação.



**Figura 3.9 – Região da planície do Solimões a jusante de Tefé. Imagem TM-5, Esc. aprox: 1:1.000.000. Planície Aluvionar do rio Solimões mostrando: (1) Depósitos Fluviolacustre com lagos em processo de colmatagem; (2) Terraços Pleistocênicos onde são bem visíveis as marcas de paleomeandros; (3) Depósitos de Barra em Pontal .**

Atualmente, observa-se, em geral, um lago maior em torno do qual se dispõem lagos menores, mas que no passado formavam um só corpo de água que foi segmentado por processo de colmatagem. Segundo Costa et al. (1978), essa colmatagem ocorre por decantação de sedimentos trazidos pelo transbordamento do curso atual do rio Solimões. Um outro tipo de colmatagem que se verifica nesses lagos, no sentido de eliminá-los, descrito por Costa et al. (op. cit), se realiza através de depósitos lineares fluviais tipo delta. Alguns lagos se conectam ao rio Solimões através de furos, por onde recebem a água desse rio na época das enchentes. Formam-se, nesse processo, depósitos marginais aos furos que adentram os lagos e adquirem forma de delta. Por vezes essas formas crescem a ponto de dividir o lago em dois ou mais segmentos, ou seja, atuam no sentido de isolarem pequenas partes dentro de um lago maior; essa evolução

acontece a cada enchente do rio, com o delta aumentando de tamanho (Costa et al., op. cit.) (Figura 3.9).

### 3.5.3. Aluviões Fluviais

#### 3.5.3.1. Depósitos de Barras Longitudinais

Englobam os sedimentos depositados segundo a dinâmica do canal atual do rio Solimões, e que formam ilhas alongadas preferencialmente no meio do canal, dando a ele, por todo trecho em que drena a área da Folha SA.20-Manaus, um caráter de canal retilíneo com barras alternadas. Este tipo de canal, na classificação de Schumm (1986), se enquadraria no tipo de carga mista (*mixed load*) ou seja, com classificação baixa a moderada, tanto no que se refere ao gradiente (razão largura *versus* profundidade) quanto à estabilidade relativa (razão carga total *versus* carga de fundo). A sedimentação compreende uma variedade de tamanho de grãos sendo de se esperar a ocorrência desde argilas até areias finas.

Este mesmo padrão se verifica em alguns trechos do rio Negro, como entre a localidade de Moura e a foz do rio Jaú. No entanto, este rio mostra longos trechos em que o padrão de barras alternadas é dado por uma dinâmica diferente daquela descrita acima. São os trechos entre a foz do rio Paduari e a foz do rio Branco, e todo aquele correspondente ao Arquipélago das Anavilhanas, onde o rio mostra um padrão entrelaçado. Na classificação de Schumm (op. cit.) estes trechos se enquadram no tipo de canal entrelaçado, em que há uma baixa estabilidade relativa e um alto gradiente, com a sedimentação compreendendo essencialmente areias ou sedimentos ainda mais grosseiros (Figura 3.10).

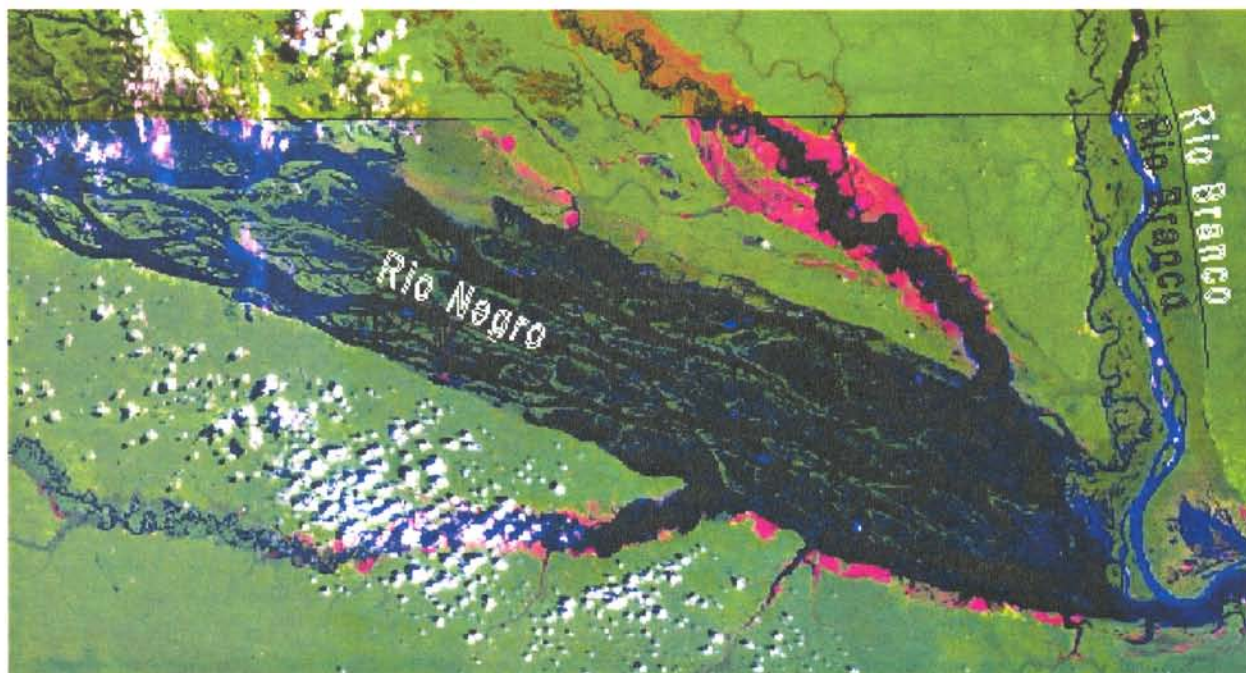


Figura 3.10 – Rio Negro, pouco a montante da foz do rio Branco, imagem TM-5. Escala aproximada 1:1.000.000. Barras longitudinais ao longo do canal do rio Negro construindo um padrão de canal entrelaçado. A jusante da foz do rio Branco o canal do rio Negro se estreita e adquire um padrão retilíneo.

### 3.5.3.2. Depósitos de Barra em Pontal

São depósitos que sucedem aqueles de formação das barras longitudinais no processo de construção da planície fluvial. São caracterizados por depósitos lineares recurvados recentes, existentes às margens dos rios Solimões e Japurá, e na maior parte das ilhas desses dois rios. Essas ilhas se caracterizam por apresentar em uma margem o canal principal do rio e, em outra, um “paraná” sendo que é este o responsável pela formação dos diques lineares, já que seus recurvamentos acompanham as curvaturas dos paranás ainda existentes (Costa et al., 1978).

Com a formação das barras longitudinais, o canal principal do rio é dividido em dois braços. Se um dos dois braços apresentar maior velocidade de fluxo ele tende a aumentar a sua sinuosidade, escavando a margem côncava e depositando na margem convexa à semelhança de um canal meândrico, formando os diques, ao mesmo tempo em que aumentam as dimensões da ilha no sentido em que os mesmos se formam (Figura 3. 9).

### 3.5.3.3. Depósitos de Transbordamento

Os depósitos de transbordamento correspondem ao que Costa et al. (1978) consideraram como a terceira fase na evolução da planície do rio Solimões, ao qual chamaram de fase de decantação de aluviões e que sucederia a fase de deposição lacustre. Sua formação seria resultante do transbordamento dos lagos e dos canais que os conectam, formando amplas áreas alagadas com sedimentação efetivada segundo um processo semelhante à decantação, no caso, de aluviões. Como regra geral, eles circundam os depósitos fluviolacustre (Figura 3.11).



Figura 3.11 – Região próxima a foz do rio Juruá, no rio Solimões, sudeste da área. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, esc. aprox- 1:1.000.000. Depósitos de transbordamento em verde mais escuro (tons identificados com o número 1), circundando os depósitos fluviolacustres em verde claro (tons identificados com o número 2), e os lagos em preto.

Caracterizam-se nas imagens TM do satélite LANDSAT-5, e nas imagens RADAR de visada lateral (GEMS) na banda X, por uma textura lisa, sem nenhuma feição de dinâmica fluvial, como diques lineares ou barras, sendo ocupadas por uma vegetação homogênea de pequeno porte, mas já no estágio arbóreo, responsável pela fixação dos sedimentos. Constituem-se essencialmente de argilas cinzentas, inconsolidadas.

## 4. CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO

### 4.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

Datam do século XIX as primeiras observações científicas sobre a fisiografia da Amazônia Ocidental, e estas envolveram basicamente descrições das características da hidrografia, da planície e dos barrancos que comumente bordejam as margens dos rios principais como o Solimões, o Negro, o Purus, o Juruá e o Japurá. O mapa elaborado por Smith (1836) e complementado por Wallace (1853) mostra o traçado de grande parte dos rios Negro e Solimões, com observações sobre as suas navegabilidades, enquanto que Chandless (1870) apresenta descrições sobre o regime de enchentes e vazantes do rio Juruá, a sua impressionante sinuosidade, e sobre a enorme incidência de furos, igarapés e lagos de meandro colmatados aos quais chamou de secados. O trecho do rio Solimões, entre Manaus e Tefé, foi descrito por Agassiz & Agassiz (1938) chamando atenção para as suas margens em falésias. Uma compartimentação da planície do rio Solimões foi observada por Marbut & Manifold (1925) nos domínios da área investigada, oportunidade em que distinguem o trecho entre Manaus e Manacapuru, onde o rio apresenta a margem esquerda escarpada e a planície concentrada na margem direita, do trecho que se estende de Manacapuru para montante. Neste, observou um significativo alargamento da planície que chega a atingir 100 km – na realidade 80 km – na região do furo Ati-Paraná, em frente ao lago Tefé. O furo Ati-Paraná faz parte de um conjunto de oito furos que escoam parte das águas do rio Japurá em direção ao Solimões, considerados por Andrade (1956) como deltas de confluência, e que constituiriam segmentos do antigo curso do rio Solimões, em seu deslocamento para sudoeste, fato comprovado na presente pesquisa.

As características do relevo da Amazônia, como um todo, foram sistematizadas por Moura (1943), segundo três domínios geomorfológicos, aos quais denominou de Planície Amazônica, Planaltos e Peneplano. Distinguiu na planície as várzeas, como áreas periodicamente alagáveis, e os igapós, constituindo a zona de transição entre a várzea e a terra firme, referida como tesos, e que corresponde aos níveis de terraços pleistocênicos; observou ainda o platô, correspondente aos terrenos terciários. Os Planaltos se desenvolveriam sobre as rochas paleozóicas que conformam as bordas da bacia, sob a forma de colinas, e o peneplano estende-se

para os domínios cristalinos dos escudos onde, de uma superfície plana a suavemente colinosa, despontam morros arredondados e *monadnocks*.

A região do Arquipélago de Anavilhanas no rio Negro, pouco a montante de Manaus, também recebeu a atenção de pesquisadores, como Paiva (1929), Sakamoto (1957) e Tricart (1977a e b). Neste trecho o rio Negro, que desde a foz do rio Branco tem seu curso com padrão retilíneo, adquire bruscamente um padrão entrelaçado, erroneamente considerado como anastomótico por Costa et al. (1978). Para Paiva (op. cit) a forma “*labiríntica*” das ilhas do rio Negro, neste trecho, seriam devidas à formação de restingas de 100 a 200 m de largura, pelas correntes fluviais. Sakamoto (op. cit) atribui o alargamento do canal do rio à presença de um vale submerso, e, para Tricart (op. cit.), tal alargamento seria devido à ação tectônica.

Outra feição muito discutida, principalmente quanto à sua origem, é a ocorrência de extensos lagos formados pelo afogamento da foz dos rios, como os lagos presentes na foz dos rios Tefé, Piorini, Badajós e Manacapuru. Há os que defendem sua origem como relacionada a oscilações eustáticas ou glacio-eustáticas num processo em que numa fase regressiva haveria uma acentuada escavação dos canais, com aprofundamento dos vales, que seriam inundados nas fases transgressivas com barramento pela dinâmica do canal coletor (Denis, 1927; Ruellan, 1945; Gourou, 1949; Soares, 1959; 1977, 1988; Guerra, 1962; Sioli, 1968, 1974). Enquanto que outros como Sternberg (1950), Tricart (1977a e b), Costa et al. (1978) e Bemerguy (1997) relacionam sua formação à influência tectônica ou a uma combinação entre a influência tectônica e as oscilações paloclimáticas que proporcionaram os processos glácio-eustáticos..

Pesquisas voltadas à compartimentação geomorfológica da Amazônia, além daquela de Moura (1943) já citada, prosseguiram com os trabalhos de Ab'Saber (1967), que distingue as Calhas Aluviais do Amazonas; os Baixos Platôs Terciários; as faixas colinosas e de relevos cuestiformes dos sedimentos paleozóicos e os terrenos cristalinos rebaixados por processos de pediplanação. A presença de terraços conservados por laterita e de campos cerrados, em meio a floresta, seriam evidências de vigorosas oscilações climáticas ocorridas durante o Quaternário, também discutidas por Mabessone (1967) - que afirma não ter havido oscilações climáticas na Amazônia durante o Quaternário - e por Meis (1968) e Tricart (1985). Moreira (1977) identifica nas bacias sedimentares a Planície Amazônica, onde inclui as planícies de inundação e a terra firme; o quadro se completaria com os escudos cristalinos e o litoral amazônico.

Na década de 70 foram publicados os resultados do Levantamento de Recursos Naturais realizado no âmbito do Projeto RADAM/RADAMBRASIL, que inclui o mapeamento geomorfológico sistemático da região amazônica na escala de 1:1.000.000, divulgados de acordo com o Corte Cartográfico Internacional nesta escala. No que se refere à Folha SA.20- Manaus, correspondente à área investigada, Costa et al. (1978) basearam-se na homogeneidade de formas de relevo e seu posicionamento altimétrico para delimitar sete compartimentos de relevo considerados como Unidades Morfoestruturais, em face das suas relações com as unidades geológicas. Estas unidades foram denominadas de: 1) Planície Amazônica, que corresponde às faixas de planícies fluviais inundáveis; 2) o Pediplano Rio Branco-Rio Negro; 3) a Depressão Periférica do Norte do Pará; 4) o Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental; 5) o Planalto Dissecado Rio Trombetas – Rio Negro; 6) o Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas; e 7) o Planalto Dissecado Norte da Amazônia. Por se desenvolverem sobre sedimentos cenozóicos, são de interesse para a presente investigação os domínios da Planície Amazônica, correspondente às áreas de Aluviões Fluviais, Fluvioacustres e em Terraços Holocênicos; o Pediplano Rio Branco-Rio Negro sobre a Cobertura Sedimentar do Rio Branco-Rio Negro e Coberturas Arenosas Interfluviais; e o Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental, sobre a Formação Içá, Coberturas Arenosas Interfluviais e Terraços Pleistocênicos.

No caso do Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental, Costa et al. (1978) dividiram em três subunidades denominadas: Subunidade Interflúvio Solimões-Negro, Subunidade Sudeste do Rio Solimões; e Subunidade Sudoeste do Rio Solimões, as quais, como será visto mais adiante, correspondem, conforme caracterizado nesta pesquisa, a diferentes estágios na evolução da rede de drenagem, sobre um mesmo Sistema de Relevo em Interflúvios Tabulares.

O enfoque morfoestrutural/morfotectônico, nas abordagens sobre a caracterização e evolução do relevo e rede de drenagem na Amazônia, iniciou-se com Sternberg (1950) e Howard (1967) que identificaram anomalias de drenagem na forma de alinhamentos segundo as direções preferenciais NW-SE e NE-SW, bem como deslocamentos no curso dos rios Negro e Solimões. Andrade & Cunha (1971) e Cunha (1982), por seu turno, identificaram áreas submetidas à distensão e outras à compressão, que provocariam, entre outros efeitos, alargamentos e estreitamentos na planície do rio Solimões. Este último autor apontou amplos domínios basculados que controlariam o desenvolvimento da rede de drenagem.

Mais recentemente, significativos avanços, nesta área do conhecimento científico, vêm sendo apresentados por pesquisadores da Universidade Federal do Pará. Uma compartimentação estrutural para toda a Amazônia foi apresentada por Costa et al. (1996), que indicaram ser nesta região onde se encontram as maiores extensões de planície e as áreas mais elevadas do Território Brasileiro, cuja coexistência só pode ser melhor entendida a partir da caracterização dos elementos gerados pelos movimentos tectônicos do Cenozóico. Dentro dessas premissas Bemerguy & Costa (1991), Costa et al. (1995), Bemerguy et al (1995), Bemerguy (1997) e Bemerguy et al. (2002) estabeleceram a compartimentação morfotectônica da região da calha do rio Amazonas definida através de domínios transpressivos, transtensivos e transcorrentes gerados através de dois pulsos de movimentação cinemática do regime neotectônico direcional.

#### 4.2. BASES CONCEITUAIS

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

Na análise da morfologia do relevo tem-se a considerar três tipos principais de modelados, denominados de Acumulação, onde se incluem as paisagens em processo de agradação; os de Dissecação, onde estariam atuando os processos de degradação; e os de Aplainamento onde os processos morfológicos estão em equilíbrio morfodinâmico e esta é dita conservada e, normalmente, referida como uma Superfície de Aplainamento (Nunes et al., 1995). Tais superfícies, em verdade, assumem no contexto evolutivo do relevo um papel de transição, posto que sobre elas podem se preservar depósitos detríticos de natureza colúvio-aluvial (agração), produzidos pelos processos de dissecação, caso em que a Superfície de Aplainamento é reconhecida como inumada, e tais coberturas denominadas de Depósitos Correlativos (Bigarella et al. 1965; Bigarella & Andrade, 1965).

Na ausência desses depósitos, a superfície é dita exumada, podendo significar remoção dos depósitos detríticos o que, no fundo, caracterizaria um processo de retomada de erosão sobre a “superfície conservada” e, portanto, degradação.

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

King (1956) lançou as bases para o entendimento da evolução geomorfológica do que denominou Brasil Oriental, região compreendida entre o vale do São Francisco e o litoral atlântico, cobrindo a maior parte dos estados de Sergipe, Bahia, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo. O autor comparou e relacionou as inúmeras feições morfológicas ali existentes, a ciclos de desnudações (ou de erosões ou de aplainamentos), em cujo desenvolvimento visualizou uma ordenação na qual residiria o segredo da compreensão da geomorfologia brasileira, concretizado através de eventos ou ciclos de erosões ou aplainamentos, os quais, em suas respectivas “eras”, teriam reduzido esta paisagem à condição de aplainamento intenso ou ondulação suave, em escala que interessou a todo o país. As superfícies reconhecidas foram denominadas de Gondwana de idade cretácea inferior, Pós-Gondwana do Cretáceo Superior, Sul-Americana do Terciário Inferior, Velhas do Terciário Superior e Paraguaçu do Quaternário Inferior (Pleistoceno), relacionadas a determinados intervalos de posicionamento altimétrico, sendo a mais antiga a mais elevada, escalonando-se daí em diante até à Superfície Paraguaçu, situada em nível altimétrico mais baixo.

Seguiram-se vários artigos que, de uma forma ou de outra, reconhecem uma ciclicidade na compartimentação da paisagem, não havendo, no entanto, uma consensualidade

sobre os mecanismos que controlam este processo. Uma abordagem recente a respeito dessa questão foi apresentada por Saadi (1995) para quem *“a opinião de que a formação do relevo de certa região é fruto da ação combinada de forças exógenas e endógenas, não obstante seja justa, virou lugar comum e, de certa forma, instrumento puramente literário de quem receia embrenhar-se na tarefa de separar o joio do trigo”*.

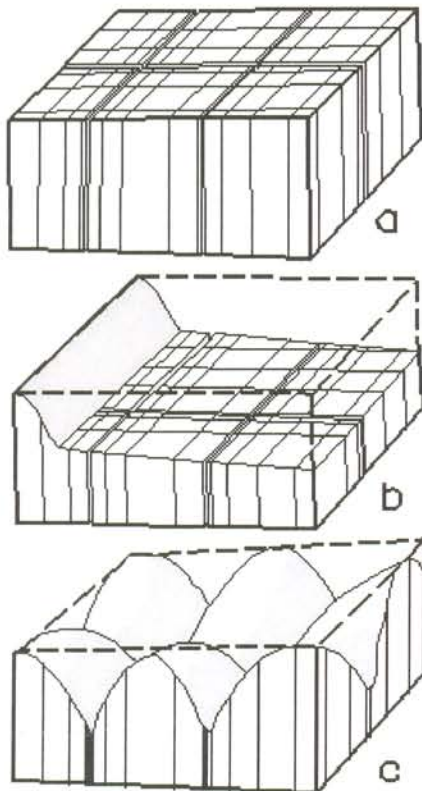
Dentro desse debate, existem concepções, como as de King (op cit), para quem os ciclos de aplainamentos resultam de uma série de soerguimentos tectônicos que operaram de modo quase independente de variações climáticas especiais, com apenas alguns efeitos sem maior importância, podendo ser atribuídos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

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

O mecanismo evocado considera que nas fases glaciais o avanço das geleiras polares em direção aos trópicos (congelamento dos oceanos), teria provocado acentuado rebaixamento do nível dos mares e implantação nas regiões de baixas latitudes, de um clima bem mais seco que o atual, árido a semi-árido, desenvolvimento de vegetação aberta (savana ou savana parque) e chuvas concentradas, geralmente torrenciais (Bigarella & Ab´Saber, 1964; Bigarella et al., 1965, Bigarella & Andrade, 1965; Bigarella & Mazuchowski, 1985). Nestas condições ambientais aumentariam consideravelmente os processos erosivos causadores da degradação lateral da paisagem, favorecendo o desenvolvimento de grandes superfícies de aplainamento, consideradas por sua gênese como pediplanos.

Nas fases interglaciais como a atual, por outro lado, haveria um recuo das geleiras com subida do nível dos mares, ocorrendo a umidificação do clima nas zonas intertropicais de baixas latitudes. Durante a vigência desse clima úmido, seriam salientados os arranjos geoestruturais e litológicos herdados, fazendo com que a morfologia e a rede de drenagem se adequassem à estrutura geológica regional, mas, durante as épocas de degradação lateral (clima árido a semi-árido), os aspectos do modelado anterior que teriam sido controlados pela estrutura geológica, viriam a ser obliterados, originando-se superfícies aplainadas, referidas como pedimentos ou pediplanos conforme o caso.

Em face dessas considerações emerge a conclusão de que, para esses autores, adeptos da morfologia climática, somente nos processos atuantes sob clima úmido haveria participação significativa da estrutura geológica na morfogênese. Em clima árido, o processo de degradação lateral cortaria todas as estruturas e rochas independentes de sua natureza, ou seja, não haveria o controle estrutural (Figura 4.1).



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

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

- b) – Diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento. A superfície de erosão suavemente inclinada desenvolvida pelo recuo das vertentes corta todas as estruturas e rochas, independente de sua natureza.
- c) – Numa paisagem sob condições climáticas úmidas, tanto a concentração de diáclases ou fraturas, como a presença de rochas menos resistentes ao intemperismo, favorecem a dissecação do terreno, com a formação de vales mais ou menos profundos controlados pelos níveis de base locais.

**Figura 4.1** – Comparação entre a morfogênese em clima úmido e árido a semi-árido, segundo Bigarella & Mazuchowski (1985).

Partindo dessa premissa, Bigarella & Ab'Saber (1964) e Bigarella et al. (1965) reconheceram no Brasil três superfícies de erosão ou de aplainamento, referidas como Pd3, Pd2 e Pd1, em ordem decrescente de idade, correspondendo ao que Del'Arco & Mamede (1985) denominaram, respectivamente, Pediplano Terciário Inferior, Pediplano Pliocênico e Pediplano Neo-Pleistocênico, nos estados de Mato Grosso, Goiás e Tocantins, sendo estes conceitos (pediplanos e pedimentos) utilizados pelo Projeto RADAMBRASIL em Território Brasileiro (Figura 4.2).

Na área investigada, os efeitos da tectônica na elaboração do relevo movimentaram e recortaram uma superfície de aplainamento materializada por topos planos lateritizados sobre rochas sedimentares da Formação Içá. Considerando-se o controle que a estrutura geológica exerce sobre a distribuição das formas de relevo e na sua compartimentação, é bastante razoável admitir-se que tanto fatores de ordem climática (exógenos) como tectônicos (endógenos), cada um a seu tempo, tenham sido importantes na esculturação do relevo dessa área.

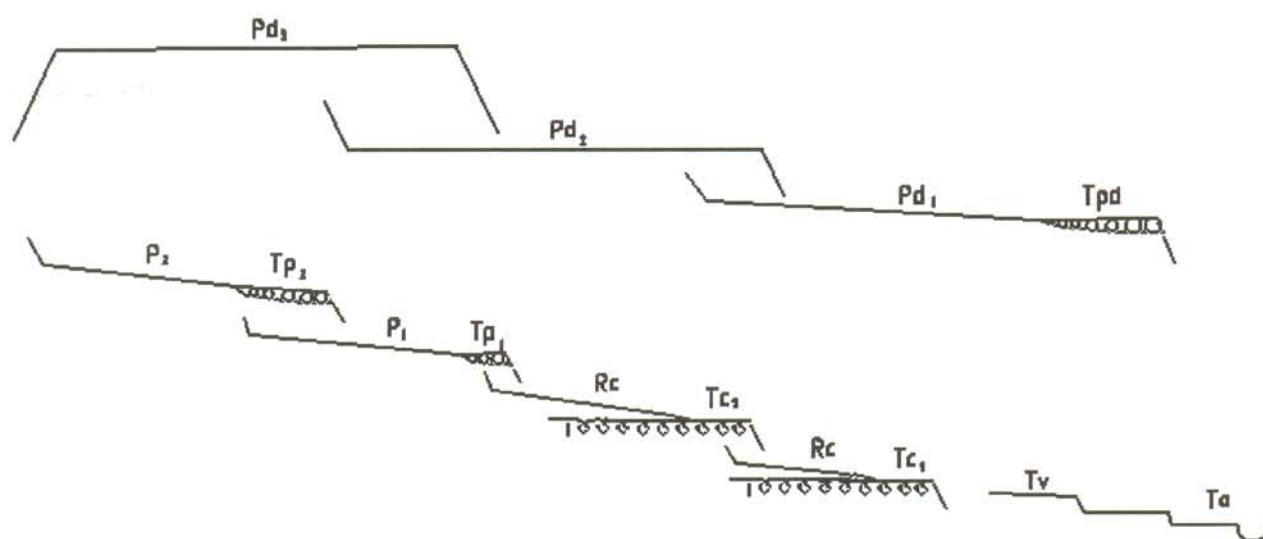


Figura 4.2 – Esquema das relações espaciais existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais de acordo como Bigarella & Mazuchowski (1985). Pd – pediplano; P – pedimento; Tpd e Tp – terraços correspondentes respectivamente a pediplano e pedimento; Rc – rampas colúvio-aluvionares; Tc – baixo terraço de cascalho; Tv – terraço de várzea; Ta – planície de inundação atual.

Os amplos interflúvios tabulares, que são praticamente exclusivos nos modelados de degradação, caracterizam restos dessa superfície de aplainamento que, como discutido, constitui uma forma herdada de paleoclimas mais secos que o atual (Costa et al., 1978; Franco et al., 1975) e datada como do Neopleistoceno posto que truncam rochas sedimentares da Formação Içá. A

dissecação hodierna em clima úmido tende a seguir as linhas estruturais anteriores, contemporâneas e posteriores ao aplainamento resultando no desenvolvimento das morfoestruturas, cuja análise e entendimento da sua inserção, num contexto tectônico mais amplo, constitui os objetivos da pesquisa aqui enfocada.

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

A despeito da evidente confusão conceitual no que se refere a expressões geomorfológicas com termos típicos de geologia estrutural, na definição dos autores está implícito que o termo morfoestrutura se aplica às formas de relevo da terra – e, portanto de uma forma ou de outra submetidas às forças exógenas - modeladas sob uma influência predominante de feições geradas por movimentos tectônicos, ou seja, a tectono-estrutura ou estruturas tectônicas. Em outras palavras, as morfoestruturas seriam as formas de relevo em que os processos erosivos (exógenos) atuam sob influência das feições tectono-estruturais (endógenos).

Seguindo-se essa definição, um Domínio Morfoestrutural deve reunir agrupamentos de formas de relevo que têm como característica comum o controle de uma determinada estrutura geológica de origem tectônica em sua formação, ou seja, reúne agrupamentos de tectono-morfoestruturas cogenéticas. Nesse sentido, um passo importante para a análise morfoestrutural é a caracterização do relevo, a partir da definição dos processos morfogenéticos atuantes em uma determinada região, os quais estão impressos nas formas de relevo ou nos modelados nela presentes. Em vista disso, para a caracterização do relevo da área investigada utilizou-se o conceito de Sistema de Relevo ou *Land Systems* de Cooke & Doornkamp (1978) que envolve a identificação de conjuntos de formas de relevo que tenham atributos físicos comuns e que são diferentes do conjunto ou conjuntos adjacentes. Tal conceito também foi utilizado por Ponçano et al. (1981), no mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo, e não difere, na essência, do

conceito de Unidades Geomorfológicas utilizado no mapeamento do RADAMBRASIL e, atualmente, pelo IBGE (Nunes et al., 1995).

#### 4.3. SISTEMAS DE RELEVO

Nos domínios da área pesquisada, ou mais precisamente, na área ocupada pelos depósitos cenozóicos, as formas de degradação compreendem sistemas de relevo que conformam as planícies fluviais, fluviolacustres e terraços holocênicos. No tocante às formas de degradação, e, especificamente, no que se refere à tipologia do modelado, elas são muito pouco variáveis, sendo onipresentes os interflúvios tabulares, com ocorrências, localizadas, de terraços dissecados de idade pleistocênica. Os interflúvios tabulares, no entanto, se diferenciam pelo grau de desenvolvimento da rede de drenagem e, por via de consequência, nos padrões de drenagem, nas dimensões dos interflúvios, na densidade da rede e dos canais de drenagem, e por várias outras propriedades inerentes à rede hidrográfica. Em vista disso, a caracterização do relevo e suas diferenciações nas áreas de degradação em interflúvios tabulares foi feita com base na classificação genética para as redes de drenagem proposta por Deffontaines & Chorowics (1991), cujos princípios já foram aqui comentados (ver item 2.3.1.1.4), e que levam em consideração que as redes de drenagem, normalmente, se sucedem umas as outras através do tempo em uma mesma região.

Como resultado, no extenso domínio de relevos tabulares que caracteriza as áreas em processo de degradação foi possível determinar os estágios de desenvolvimento da rede de drenagem desde o inicial, passando pelo estágio de desenvolvimento, até o avançado, havendo ainda padrões compostos resultantes de modificações recentes nas características da paisagem (Figura 4.3). Neste contexto, foram definidos diferentes sistemas de formas tabulares os quais determinam a compartimentação do relevo de degradação na área investigada. A caracterização do relevo obtida está mostrada de uma forma esquemática na figura 4.4, onde também se encontram destacados os Sistemas de Colinas e Serras Sobre Rochas Mesozóicas, Paleozóicas e Proterozóicas, cuja abordagem foge aos objetivos da presente pesquisa. Os sistemas caracterizados sobre os depósitos cenozóicos, no entanto, serão descritos em seus principais aspectos, nas linhas seguintes.

### **4.3.1. Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Avançada**

Na área da folha SA.20-Manaus foi possível caracterizar apenas um sistema de relevo cuja classificação genética de seus padrões de drenagem se enquadra como do tipo Avançada. Este sistema, por sua localização, foi denominado de Sistema Rio Juruá – Rio Purus.

#### **4.3.1.1. Sistema Rio Juruá – Rio Purus**

Este sistema de relevo compreende a região situada a sudoeste da área investigada, entre os vales dos rios Juruá e Purus. Inclui, portanto, as vertentes meridionais do rio Solimões, entre esses dois afluentes, limitando-se ao norte com a planície do rio Solimões, estendendo-se para sul e para oeste, ultrapassando os limites da área. Corresponde à Subunidade Sudeste do Rio Solimões do Planalto Rebaixado da Amazônia de Costa et al. (1978) e IBGE (1993) ou à Depressão Rio Juruá-Rio Purus do IBGE (1999).

O episódio de pediplanação neopleistocênica nivelou a topografia na cota em torno de 70 metros, medida na região de Tefé, aumentando gradativamente para sudoeste em direção às cabeceiras das bacias de drenagem, sendo que, nos limites da área, chega ao nível de 130 m. Trata-se, portanto, de uma superfície suavemente basculada para norte-nordeste, direção em que se orientam os divisores de drenagem os quais apresentam vários trechos retilíneos. Esta superfície foi posteriormente dissecada por retomadas erosivas, resultando nos interflúvios tabulares de pequena a média dimensão e moderado aprofundamento, fracamente desnivelados. Próximo aos vales desenvolvem-se formas colinosas resultantes da dissecação em clima úmido dos interflúvios tabulares, com um ravinamento incipiente.

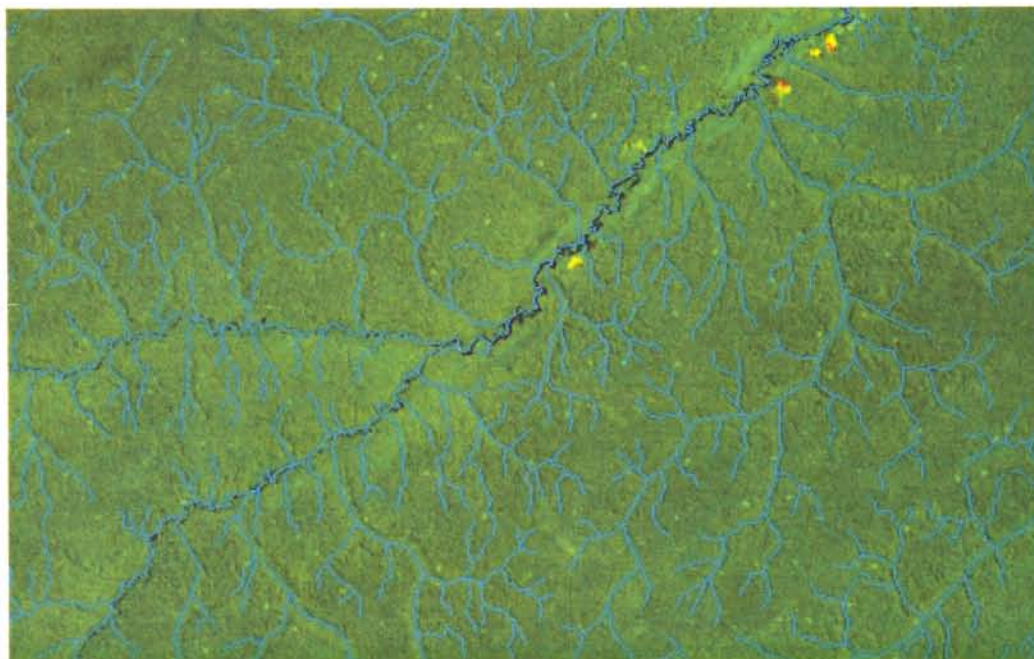


Figura 4.3a – Rede de drenagem em estágio avançado

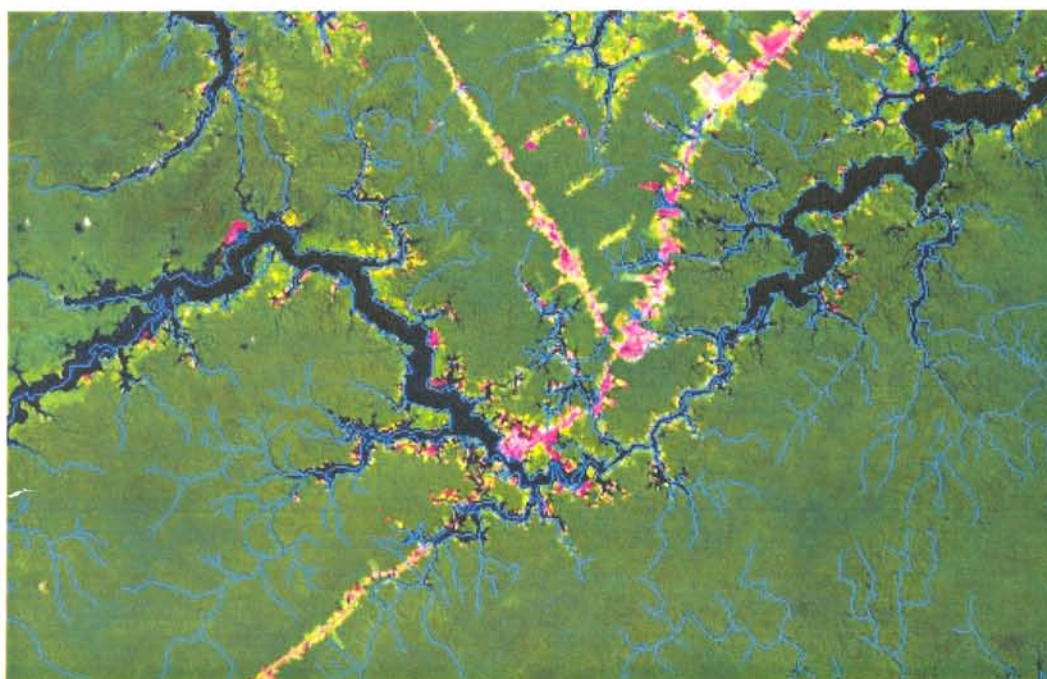


Figura 4.3b – Rede de drenagem em desenvolvimento retangular

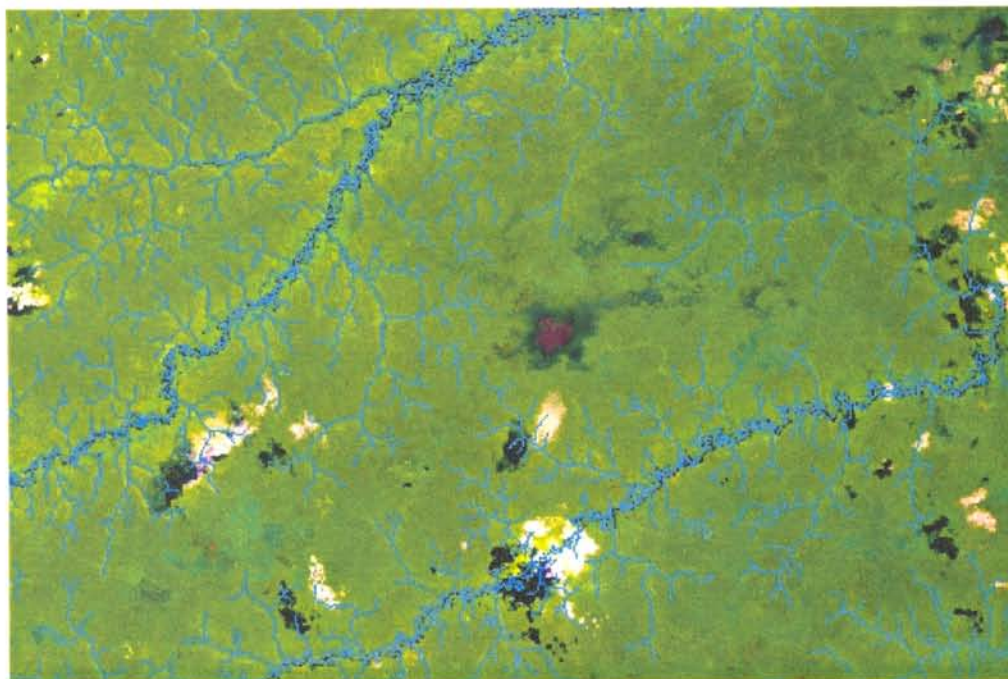


Figura 4.3c – Rede de drenagem em desenvolvimento paralelo-retangular-dendrítico

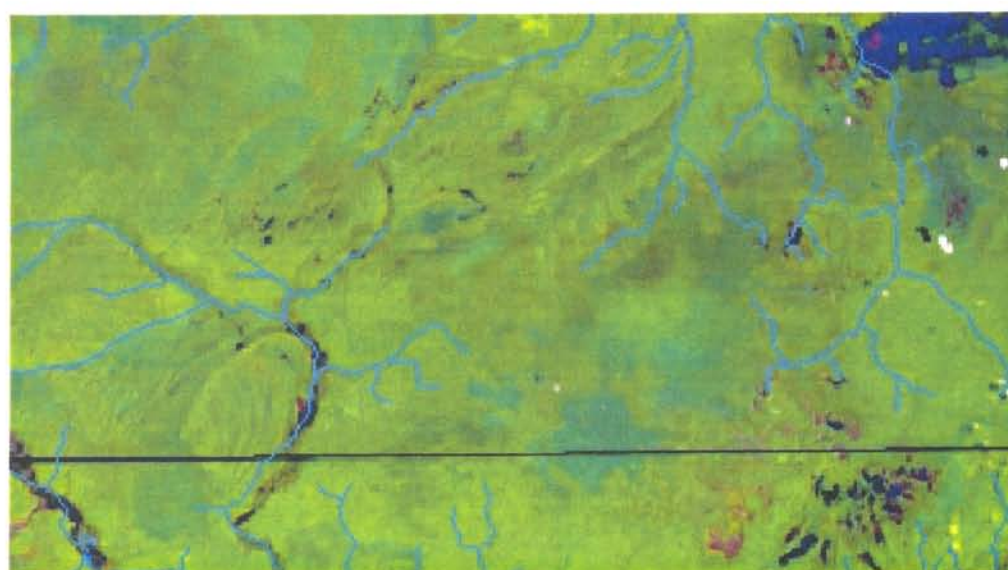
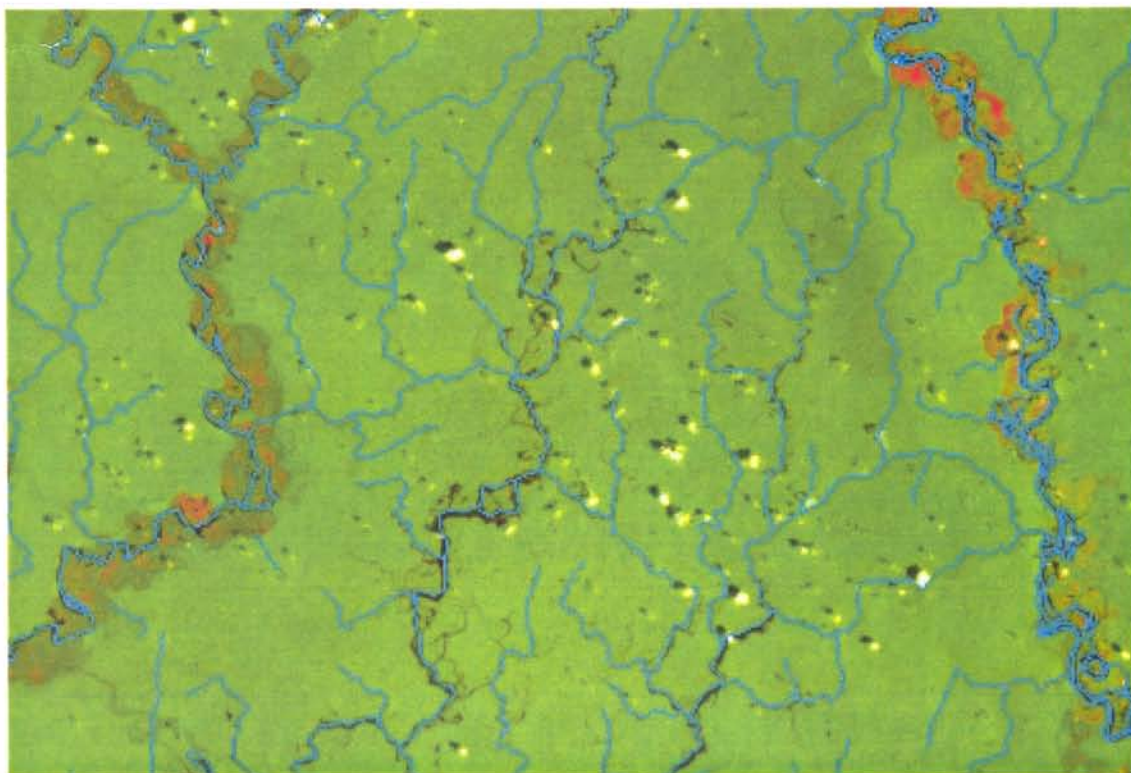


Figura 4.3d – Rede de drenagem com padrão composto amorfo-palimpsesto-lagunado



**Figura 4.3e – Rede de drenagem inicial Amorfo**

**Figura 4.3 – Imagens TM5 de várias regiões. Diferentes estágios de desenvolvimento da rede de drenagem com base no modelo de Deffontaines & Chorowics (1991)**

A idade neopleistocênica atribuída a esse episódio de aplainamento é sustentada pelo fato de que o mesmo trunca os sedimentos da Formação Içá, cuja idade é pós-pleistocênica, e pela presença de um perfil laterítico imaturo sob a forma de solos concrecionários, que revestem os topos planos dos interflúvios. Nas áreas colinosas, que marcam os níveis de dissecação dessa superfície, encontram-se solos do tipo Podzólico Vermelho-Amarelo.

A rede de drenagem se organizou acompanhando o caimento topográfico dominante para norte-nordeste, e tem seus rios principais com um padrão paralelo-retangular, sendo dendrítico nos elementos de primeira e segunda ordem, mas adquirindo localmente uma conformação em treliça, com vertentes moderadamente assimétricas, indicando controle estrutural. Nesse contexto, apresenta alto grau de integração e de continuidade, caracterizando rede de drenagem avançada, onde as feições dendríticas mostram-se abertas e uniformes. O

padrão paralelo mostrado pelos rios principais, portanto, é devido a controle estrutural, e, nesse caso, herdado de estágios anteriores no seu desenvolvimento (Figura 4.3a).

Uma característica comum dos canais principais desse sistema de relevo é o desenvolvimento de lagos represados, na confluência com o rio Solimões, e pelos vales assimétricos, como observado nos lagos Tefé e Caiambé. Em ambos formam-se pela margem direita, barrancos desnivelados em até 20 metros em relação ao nível do lago. Em razão da disposição subparalela dos rios principais, como o Uarini, Bauana, Tefé e Caiambé, os interflúvios apresentam também esta conformação por longas distâncias, o que pode ser evidência de culminações de blocos basculados, de acordo com modelo de Deffontaines & Chorowics (1991).

O sistema de interflúvios tabulares tem sua continuidade interrompida por amplas planícies fluviais, desenvolvidas ao longo dos rios principais, sendo a mais imponente aquela do rio Juruá, que chega a 50 km de largura, onde se preservam terraços holocênicos em sua margem direita, indicando uma recente migração do rio Juruá para oeste. Planícies fluviolacustres aparecem ao sul do lago Tefé e na foz do rio Juruá. Todas as planícies mostram disposição retilínea e abrigam canais meandantes, com quebras bruscas e acentuadas de continuidade, caracterizando anomalias em cotovelo. Tratam-se de rios adaptados aos seus vales, pois não se observa desproporcionalidade entre a largura do vale e a dos canais.



Figura 4.4. Representação esquemática dos sistemas de relevo incluindo aqueles caracterizados em função do grau de desenvolvimento da rede de drenagem. (1) Planícies Fluviais e Fluviolacustres (Planície Amazônica); (2) Sistema de Relevo Rio Solimões - Rio Piorini; (3) Sistema de Relevo Rio Juruá - Rio Purus; (4) Sistema de Relevo Rio Madeira - Rio Purus (5) Sistema de Relevo Rio Piorini - Rio Unini; (6) Sistema de Relevo Rio Cuiuni - Rio Urubaxi; (7) Sistema de Relevo Rio Negro - Rio Japurá; (8) Sistema de Relevo Rio Branco - Rio Negro; (9) Sistema de Terraços Dissecados; (10) Sistema de Acumulação em Terraços Holocênicos; (11) Sistema de Colinas e Serras sobre Rochas Mesozóicas, Paleozóicas e Proterozóicas .

#### 4.3.2. Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem em Desenvolvimento

Os sistemas de relevo enquadráveis nesta classe foram denominados de Sistema Rio Purus - Rio Madeira, Sistema Rio Piorini - Rio Unini, Sistema Rio Solimões - Rio Piorini e Sistema Rio Negro - Rio Japurá.

##### 4.3.2.1 Sistema Rio Purus - Rio Madeira

Localizado a sudeste da área pesquisada, este sistema de relevo corresponde a Subunidade Sudeste do Rio Solimões do Planalto Rebaixado da Amazônia de Costa et al (1978), e caracteriza-se pela presença de modelados de topo plano, conformando interflúvios tabulares de baixa a média densidade e fraco aprofundamento, desenvolvidos sobre a Formação Içá. Aparece na vertente direita do rio Solimões, mas adentrando a vertente esquerda do rio Madeira, através da bacia do rio Castanho, limitando-se a nordeste com os sistemas de colinas desenvolvidas em

sedimentos mesozóicos. A rede de drenagem é bem organizada, com alto grau de integração e de continuidade, e apresenta por toda a área um padrão em desenvolvimento retangular, evidenciando o controle estrutural por lineamentos de direção NE-SW e NW-SE, denunciando uma tropia bidirecional (figura 4.3b).

Esta condição é bem evidente nas inúmeras quebras em ângulo reto, apresentadas pelo rio Castanho pertencente à bacia do rio Madeira, com bloqueios do curso e formação de lagos, como os lagos Castanho e Mamori. As alterações são espessas com forte ferruginização e resultaram em solos Podzólicos nas áreas dissecadas, enquanto que nos setores interfluviais ocorre Laterita Hidromórfica (Plintossolos) e Solos Petroplínticos, resultantes dos processos de laterização (lateritos imaturos) sobre o Aplainamento Neopleistocênico .

Entre os lagos Castanho, Mirauá, Janauacá e Mamori observa-se uma zona dispersora de drenagem em padrão radial centrífugo, denunciando a presença de altos estruturais em subsuperfície. Outra feição circular de drenagem é formada por um afluente do lago Castanho denominado de igarapé Jurara.

#### 4.3.2.2. Sistema Rio Piorini – Rio Unini

Ocupando grande parte do interflúvio Solimões-Negro, na porção central da área, este sistema de relevo é drenado pelas vertentes da margem direita do rio Unini, e uma parte dos afluentes do Solimões, como o rio *Badajós* e o rio *Manacapuru*. *Os modelados em interflúvios tabulares de grandes e médias dimensões resultam de retomadas de erosão sobre a superfície de pediplanação neopleistocênica que nivelou os depósitos de topo da Formação Içá.*

A rede de drenagem que verte ao rio Unini é moderadamente desenvolvida, apresenta médio grau de continuidade e integração, baixa densidade e fraco aprofundamento das incisões, resultando em vales rasos e canais inadaptados, posto que, caracteristicamente, apresentam largura desproporcional a do canal do rio, no geral meandrante, indicando variações na dinâmica da água. Estes vales mais largos, ocupados por sedimentos fluviais, apresentam longos trechos retilíneos, com inúmeras quebras em ângulo reto e dispostos paralelamente, o que evidencia um padrão de drenagem combinado do tipo paralelo-retangular, e controlado estruturalmente. Além disso, é através desses vales que se desenha a forte assimetria verificada entre as bacias dos rios

Negro e Solimões, indicativo de basculamento para NE/E. O padrão dendrítico se desenha nos canais de primeira a terceira ordens.

A drenagem que verte ao Solimões, nos domínios deste sistema de relevo, também se desenvolve em interflúvios tabulares ainda mais amplos, com os canais principais mostrando um típico padrão retangular, onde quebras em ângulo reto na forma de anomalias em cotovelo denunciam controle estrutural por descontinuidades orientadas NE-SW e NW-SE, com formação de lagos como o Badajós e lago Grande de Manacapuru. Estes lagos correspondem, na classificação de Dumont (1993), aos chamados “lagos represados” (*ponded lakes*), que seriam tipos clássicos de lagos de rias, cuja origem estaria relacionada a rios que tiveram seus fluxos interrompidos, ou por um soerguimento, cuja taxa de elevação excedeu a taxa de erosão do rio, ou por barramento do fluxo causado por um aumento no nível da água do canal principal (Souza Filho et al., 1999). Nas drenagens de menor ordem, localmente já se observa um padrão subdentrítico,

O espesso pacote de alterações avermelhadas, ferruginosas e plínticas, originou solos do tipo Podzólico; nos interflúvios, há áreas de Podzol Hidromórfico correspondente às Acumulações Arenosas Interfluviais Holocênicas, onde a vegetação de Campinarana original já foi quase que totalmente substituída pela Floresta Densa. A unidade transiciona de forma homogênea para o Sistema Rio Negro - Rio Japurá, situado a noroeste.

#### 4.3.2.3. Sistema Rio Solimões – Rio Piorini

Abrange grande parte das vertentes meridionais do Solimões, e possui modelados de topo plano na forma de interflúvios tabulares com baixa densidade de drenagem e fraco aprofundamento, onde uma drenagem moderadamente organizada, apresenta médio grau de continuidade e integração. Os rios principais, como o Piorini e o Anamã, seccionam terraços de um paleossistema fluvial e correm paralelamente e muito próximo à planície do rio Solimões, para nele desaguar após um longo percurso. Esta característica evidencia um forte soerguimento geral da margem esquerda do rio Solimões.

Longos trechos retelinizados com moderada assimetria revelam um padrão em treliça ou subtreliça, enquanto que diversas quebras em ângulo reto denunciam um padrão retangular com um forte controle estrutural. Em várias dessas quebras ocorre o desenvolvimento de lagos,

como o Anamã e o Piorini, refletindo abatimentos que resultaram ainda no desenvolvimento de extensos terraços.

#### 4.3.2.4. Sistema Rio Negro – Rio Japurá

Ocupa toda a área localizada a leste do rio Urubaxi, estendendo-se do rio Negro ao rio Japurá, e distinguindo-se do Sistema Rio Piorini-Rio Unini por uma grande concentração de áreas inundáveis em posição interfluvial e por uma rede de drenagem fracamente organizada, com baixo grau de continuidade e de integração. Trata-se de uma rede de drenagem em estágio de desenvolvimento, em função dos seus tipos de padrão de drenagem onde as várias quebras em ângulo reto nos rios de maior ordem apontam para um padrão retangular, enquanto que os tributários confluindo em ângulo reto para o canal principal configuram um padrão treliça ou subtreliça.

Os rios principais seguem o caimento topográfico para N/NE, correndo paralelamente entre si por longas distâncias, controlados por alinhamentos, do que decorre interflúvios retilíneos o que, de acordo com o modelo de Deffontaines & Chorowics (1991) pode ser indicativo de culminações de blocos basculados. Esta indicação é corroborada pela presença comum de assimetria de drenagem ao longo de vales retos, bem exemplificados pelas vertentes de alguns trechos dos rios Téa, Uneiuxi, Aluanã e Urubaxi, onde também comparecem feições de drenagem anelares e mais raramente radiais.

#### 4.3.3. Planos e Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Inicial

##### 4.3.3.1. Sistema Rio Branco – Rio Negro

Ocupando quase a totalidade das vertentes setentrionais do rio Negro nos domínios da área pesquisada desenvolve-se sobre depósitos sedimentares da Formação Içá, e, principalmente, sobre sedimentos de provável idade quaternária, reunidos sob a denominação de Cobertura Sedimentar do Rio Branco - Rio Negro. Sua principal característica é a completa desorganização da rede de drenagem que desenha, mormente no interflúvio Branco – Demini, um complexo sistema de canais interconectados àqueles de maior ordem em um padrão de drenagem amorfo, ou que se projetam de áreas abaciadas interfluviais onde se preservam lagos inclinados num

padrão multibasinal-lagunado. Trata-se, portanto de uma rede de drenagem em estágio inicial de desenvolvimento.

Nas áreas de ocorrência dos planos abaciados em posição interfluvial, em geral, não existe definição da rede de drenagem, constituindo áreas inundáveis ou permanentemente inundadas a depender do seu estágio evolutivo. Constituem em bons indicadores de movimentos de soerguimentos e rebaixamentos ligados à tectônica recente, que, ao promoverem efeitos de inversão e barramento de drenagens, e deslocamento de rios, propiciam a formação de áreas alagadas, pantanosas ou lacustres (ver figura 1.17). Dumont (1993) denominou essas feições de “lagos inclinados” (*tilted lakes*), relacionando-os a processos de soerguimentos neotectônicos.

No domínio Rio Branco-Rio Negro são comuns nas áreas abaciadas as marcas de paleodrenagem de um sistema que nitidamente drenava a região na direção nordeste evidenciando inversão do paleossistema por efeito de basculamentos para sul e sudeste. Tais movimentos de balsa atuaram ao longo de lineamentos na direção NW-SE, que controlam os principais canais do interflúvio rio Branco – rio Negro, os quais, em geral, apresentam forte assimetria com as vertentes mais longas posicionadas a N e NE. Os topos das áreas interfluviais são truncados por processos de pediplanação, anteriores aos basculamentos, fato evidenciado pela presença comum de terraços holocênicos, sendo a dissecação incipiente, resultando em formas tabulares de grandes dimensões e vales fracamente entalhados. As alterações espessas e friáveis originaram solos do tipo Podzol Hidromórfico nos planos abaciados e Latossolos nos interflúvios tabulares.

#### **4.3.4. Planos e Interflúvios Tabulares com Rede de Drenagem Composta**

##### **4.3.4.1. Sistema Rio Cuiuni – Rio Urubaxi**

Este sistema de relevo é definido nas vertentes meridionais do rio Negro, entre os seus afluentes o rio Cuiuni e o rio Urubaxi. Os amplos relevos de topos tabulares são definidos por vales rasos, com presença comum do padrão palimpsesto, e caracterizado por uma rede de canais abandonados e por marcas de paleodrenagem, além de áreas abaciadas em posição interfluvial, sob a forma de lagos inclinados, definindo o padrão multibasinal.

Muitas das características verificadas no Sistema Rio Branco – Rio Negro são comuns no Sistema Rio Cuiuni – Rio Urubaxi o que pode ser indicativo de uma continuidade de um para o outro, tendo o vale do rio Negro como um elemento de separação. Pode também ser uma evidência de continuidade de ambientes geológicos. Dentre estas características comuns têm-se: 1) o padrão de drenagem palimpsesto, marcado pelas inúmeras marcas de paleodrenagem; 2) a desorganização da rede de drenagem – a despeito de ser melhor definida no sistema Rio Cuiuni - Rio Urubaxi, com baixo grau de continuidade e de integração; 3) a grande concentração de planos abaciados interfluviais com o desenvolvimento de lagos inclinados.

Próximo à foz do rio Urubaxi, no rio Negro, é onde se localiza a maior concentração de áreas inundáveis sobre as Coberturas Arenosas Interfluviais nos domínios desse sistema. São áreas pantanosas sob a forma de lagos rasos que, na classificação de Dumont (1993), corresponderiam aos chamados lagos inclinados (*tilted lakes*), relacionados a antigos vales fluviais atualmente colmatados, restando apenas as cicatrizes de suas áreas mais profundas, o que implicaria num soerguimento e abandono da rede de drenagem, associado a uma baixa taxa de agradiação sedimentar. Este soerguimento explica ainda a brusca inflexão dos rios Urubaxi e Aluanã que, de um direcionamento geral para NE, passam nessa região para uma direção N-S.

#### **4.3.5. Sistema de Terraços Dissecados**

Os terraços dissecados estão desenvolvidos sobre os aqui denominados Terraços Pleistocênicos, e representam marcas de antigas planícies fluviais abandonadas e de migração, ou mesmo mudanças na posição dos atuais cursos d'água e de suas planícies aluviais, em face da adaptação às novas condições decorrentes de variações na posição do nível de base. A característica de dissecação é dada pelo desenvolvimento de uma rede de drenagem normalmente de primeira ou segunda ordem que, em geral, ocupa antigas cicatrizes de meandros colmatados ou marcas de paleodrenagem.

São comuns na vertente esquerda dos rios Japurá e Solimões no trecho entre a foz do rio Juruá até a região do Porto Solimões em Coari, e entre Codajás e Anamã; ocorrem também pela margem direita, no interflúvio Solimões Castanho a sudeste da área, no alto curso do rio Piorini, e acompanhando os afluentes do rio Negro como o Urubaxi, Aluanã, Uneiuxi e Téa. É importante salientar nesse contexto, que tal distribuição coincide com a projeção de importantes

lineamentos, desde o embasamento para os domínios da bacia sedimentar, e, assim, o desenvolvimento desses terraços deve estar ligado à tectônica ressurgente sobre a estruturação antiga do embasamento da bacia sedimentar do Solimões.

#### **4.3.6. Sistema de Planícies Fluviais e Fluviolacustres**

Corresponde à Planície Amazônica de Barbosa et al. (1974), e adotada nos mapeamentos do Projeto RADAMBRASIL que se seguiram na região da Amazônia Ocidental (Nascimento et al, 1976; Melo et al., 1976; Franco & Moreira, 1977; Franco & Prates, 1977; Oliveira et al., 1977; Mauro et al., 1978). Constituem planícies fluviais e fluviolacustres elaboradas em sedimentos aluviais recentes, e correspondem às várzeas permanentemente alagadas e/ou inundáveis nas cheias anuais. Contêm diques arenosos, correspondentes aos depósitos de barra em pontal, bacias de decantação, como depósitos de transbordamento e lagos de meandro, como aluviões fluviolacustres. A maior concentração se dá ao longo do rio Solimões, e em seus afluentes maiores, como o Juruá, Tefé, Purus, Piorini, Badajós e Manacapuru, mas também ocorrem nos principais afluentes do rio Negro, como os rios Téa, Uneixi, Urubaxi, Cuiuni, Caurés, Unini, Pauini, Jaú e Carabinani. Ao longo do rio Negro encontram-se normalmente em ilhas, principalmente onde se apresenta com um padrão de canal entrelaçado, como entre a foz do rio Paduari e a foz do rio Branco, ou na região do Arquipélago das Anavilhanas.

A rede de drenagem possui trechos meandantes enquanto eventos estruturais são responsáveis por setores retilinizados. Nestas áreas ocorrem Areias Quartzosas Hidromórficas e Gleissolos.

#### **4.3.7. Sistema de Acumulação em Terraços Holocênicos**

Os terraços representam setores de antigas planícies, hoje alagados periodicamente nas grandes cheias, incluindo diques arenosos antigos, marcas de paleodrenagem (paleocanais) e lagos de meandro em estágio de colmatagem.

Os mais expressivos encontram-se na margem esquerda do rio Negro por todo o trecho que vai da foz do rio Paduari à foz do rio Branco, e ao longo do rio Branco. Constituem indicações de variações na posição dos cursos desses rios, em geral por influência tectônica.

## 5. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

### 5.1. INTRODUÇÃO

Conforme já enfatizado, os rios Solimões e Negro são os principais elementos da hidrografia da área, sendo, pela extensão e volume de água, o rio Negro afluente do Solimões, e bastante distintos em suas características gerais, tanto no que se refere ao padrão do canal como das bacias de drenagem.

Analisando-se as bacias individualmente nota-se que ambas são fortemente assimétricas, principalmente onde esses rios drenam a área da Folha SA.20-Manaus. No caso do rio Negro, esta assimetria é desenhada por vertentes mais longas, posicionadas em sua margem esquerda, enquanto que no Solimões, estas se encontram pela margem direita. Por outro lado, observa-se também uma forte assimetria no interflúvio desses rios, em que as nascentes dos afluentes da margem direita do rio Negro, os quais conformam a vertente mais curta de sua bacia, localizam-se próximas ao canal do Solimões. No caso da bacia do rio Solimões, os tributários pela margem esquerda, que também fazem parte da vertente mais curta, têm seus cursos paralelos ao deste rio mais bem próximos do seu vale.

Uma característica comum às duas bacias é a retilinearidade dos vales, e a constante incidência de curvas em ângulo reto, denunciando um padrão geral retangular - paralelo para os canais de maior ordem, com desenvolvimento local de fortes assimetrias, onde comparece o padrão treliça ou subtreliça. Os canais de primeira e segunda ordem tendem a se organizar em um padrão subdendrítico, mas em extensas áreas a rede mostra-se desorganizada ou pobremente organizada, denunciando modificações recentes nos perfis das bacias e nos vales. Nessas áreas é comum a presença de lagos ou áreas de acumulações interfluviais, com ocorrência do padrão palimpsesto.

Uma outra característica comum às duas bacias, mas com mais frequência e significância na do rio Solimões, é a formação de lagos nas desembocaduras de seus principais afluentes, tanto pela margem direita quanto pela margem esquerda. Estes lagos correspondem na classificação de Dumont (1993) aos chamados “lagos represados” (*ponded lakes*).

Nas linhas seguintes serão discutidas as características gerais dessas bacias na área pesquisada, principalmente no que se refere aos aspectos indicativos de um controle estrutural de seus elementos, tanto individualmente quanto de um conjunto de elementos, ou do *catchment* como um todo. Devido às dimensões da área pesquisada a abordagem se deterá nas bacias dos rios Solimões e Negro e em suas sub-bacias, assim consideradas, na presente discussão, aquelas formadas por canais de terceira a sexta ordens na classificação de Strahler (1952).

## 5.2. BACIA DO RIO SOLIMÕES

O rio Solimões, entre os limites da área investigada, apresenta diferenciações no padrão de seu canal e nas características de sua planície, interpretadas, à luz das evidências de campo e dos dados apresentados pelos mapas da rede de drenagem e imagens de sensores remotos, como relacionados direta ou indiretamente a um controle estrutural. Estas diferenciações permitem estabelecer, para efeito descritivo, uma compartimentação fisiográfica para a bacia que reflete, em linhas gerais, o padrão estrutural proposto, e corresponde aos seguintes trechos do rio Solimões: 1) da foz do Juruá até a inflexão de Coari; 2) da inflexão de Coari até Codajás; 3) de Codajás até Manacapuru; e 4) de Manacapuru até Manaus (Figura 5.1).

Independentemente dessas diferenciações fisiográficas, o rio Solimões, por todo o trecho que drena a área pesquisada, mostra a formação de um complexo sistema de sedimentação holocênica, que inclui depósitos fluviais - canal, barra em pontal e transbordamento -, fluviolacustres e terraços fluviais, os quais marcam fases na evolução dessa planície, segundo o posicionamento e distanciamento em relação ao canal atual do rio (Figura 3.7).

Neste aspecto Costa et al. (1978) admitem que a fase mais antiga na formação dessa planície está representada pelos terraços, inseridos na unidade Terraços Pleistocênicos, posicionados na margem esquerda do rio Solimões, e corresponde a trechos a salvo de inundações permanentes onde a colmatagem fluvial não está mais atuante. As acumulações lacustres e fluviolacustres marcariam uma fase posterior a dos terraços e representam áreas abatidas e posteriormente colmatadas através da decantação de sedimentos trazidos por inundações periódicas



Os aspectos fisiográficos da sedimentação holocênica como um todo, comparados com os dos depósitos do canal atual do rio, indica que este sistema deposicional apresentou, ao longo de sua evolução, diferentes dinâmicas de formação. Em outras palavras, os sedimentos que preenchem a planície do Solimões, por toda a área pesquisada, exibem morfologia típica de um sistema fluvial com canal sinuoso a meandrante, evidenciado pela presença de inúmeros lagos de meandro e de depósitos de barra em pontal e transbordamento, enquanto que o canal atual mostra um padrão retilíneo com barras alternadas.

Este quadro estaria a mostrar que o rio Solimões, de acordo com a classificação proposta por Schumm<sup>1</sup> apud Schumm (1986), teria evoluído de um sistema fluvial com carga mista - situação intermediária entre a carga suspensa e a carga de fundo - para um sistema de carga de sedimentos essencialmente em suspensão, implicando em redução no gradiente do canal, com a conseqüente redução na velocidade do fluxo, no poder do canal, no tamanho do sedimento transportado e na razão carga total / carga de fundo.

### **5.2.1. Trecho Foz do Rio Juruá – Inflexão de Coari**

Inflexão de Coari é a expressão aqui utilizada para referenciar o trecho em que o Solimões inflete bruscamente para sul deixando os limites da área. A cidade de Coari se posiciona exatamente neste trecho, mas fora da área.

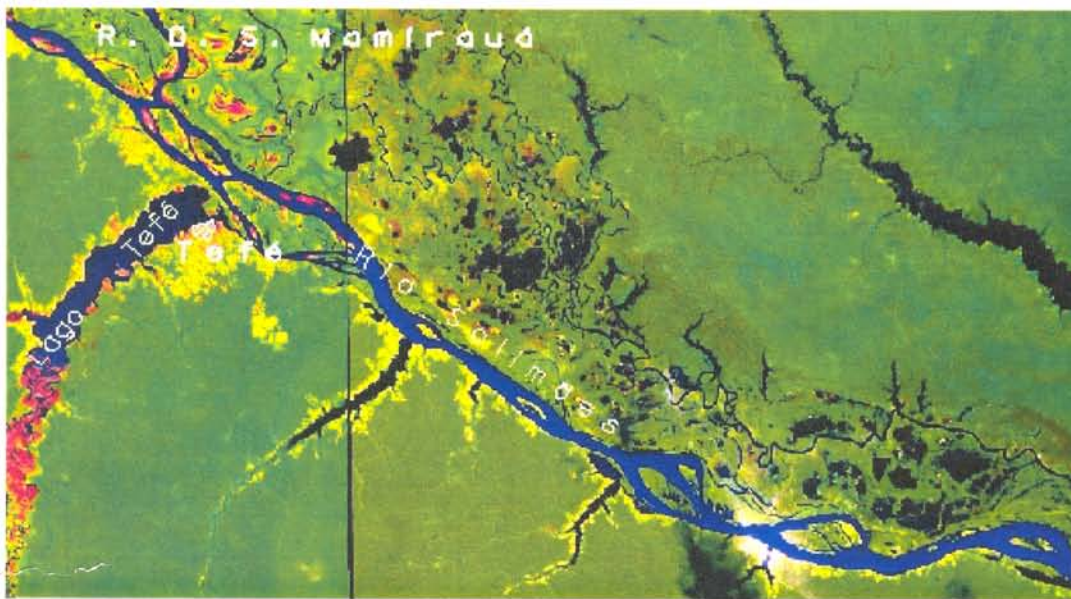
#### **5.2.1.1 A Calha do Rio Solimões**

Neste trecho o rio Solimões desenvolve-se segundo uma direção NW-SE, e apresenta uma ampla planície aluvial assimétrica, caracterizada por um canal principal que bordejia as terras firmes permanentemente emersas da margem direita, e por áreas inundáveis, ou permanentemente inundadas, pela margem esquerda, que se estendendo para norte-noroeste ligam-se com a planície do rio Japurá, cujo canal principal situa-se a até 80 quilômetros de distância. Tanto o canal principal, pela margem direita, quanto a planície, pela esquerda, apresentam limites retilíneos, feição que se estende por mais de 300 km, desenhando uma geometria grosseiramente trapezoidal.

---

<sup>1</sup> SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of fluvial system, sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 31

Este padrão assimétrico da planície – que, em outras palavras, significa que a planície de inundação concentra-se na margem esquerda do canal principal, enquanto a margem direita é constituída pelas terras firmes do planalto - permite deduzir que neste trecho está ocorrendo uma progressiva migração do curso do rio Solimões para sudoeste, fato já percebido por Costa et al. (1978). Em consequência, desenvolveram-se terraços na margem esquerda e barrancos que atingem 40 metros de altura na margem direita.



**Figura 5.2.** Imagem TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B. Região da calha do rio Solimões no trecho foz do Juruá – inflexão de Coari. Notar a extensão da planície, que se concentra na margem esquerda do canal atual, e o complexo de sedimentação holocênica. Escala aproximada 1:1.500.000.

As observações de campo efetuadas ao longo do rio Solimões mostram vários afloramentos afetados por falhas normais orientadas NW – SE, mesma direção do canal e da planície do rio neste trecho, com mergulho para NE. Estas falhas também controlam a disposição dos barrancos da margem direita. As bordas da planície, pela margem esquerda, também são formadas por barrancos retilíneos e, no seu interior, desenvolve-se um complexo de furos, paranás e lagos alinhados paralelamente a essas bordas. Estes barrancos estão representados por terraços onde proliferam marcas de paleodrenagem e de paleomeandros do rio Solimões, comprovando a sua migração para sudoeste.

A interpretação estrutural do quadro descrito acima revela que o rio Solimões e sua planície, desde o meridiano 66°WGr, imediações da foz do rio Juruá, até às proximidades do

meridiano 63° WGr, região da cidade de Coari -AM, encontram-se ajustados a falhas normais de direção SE – NW com mergulhos divergentes.

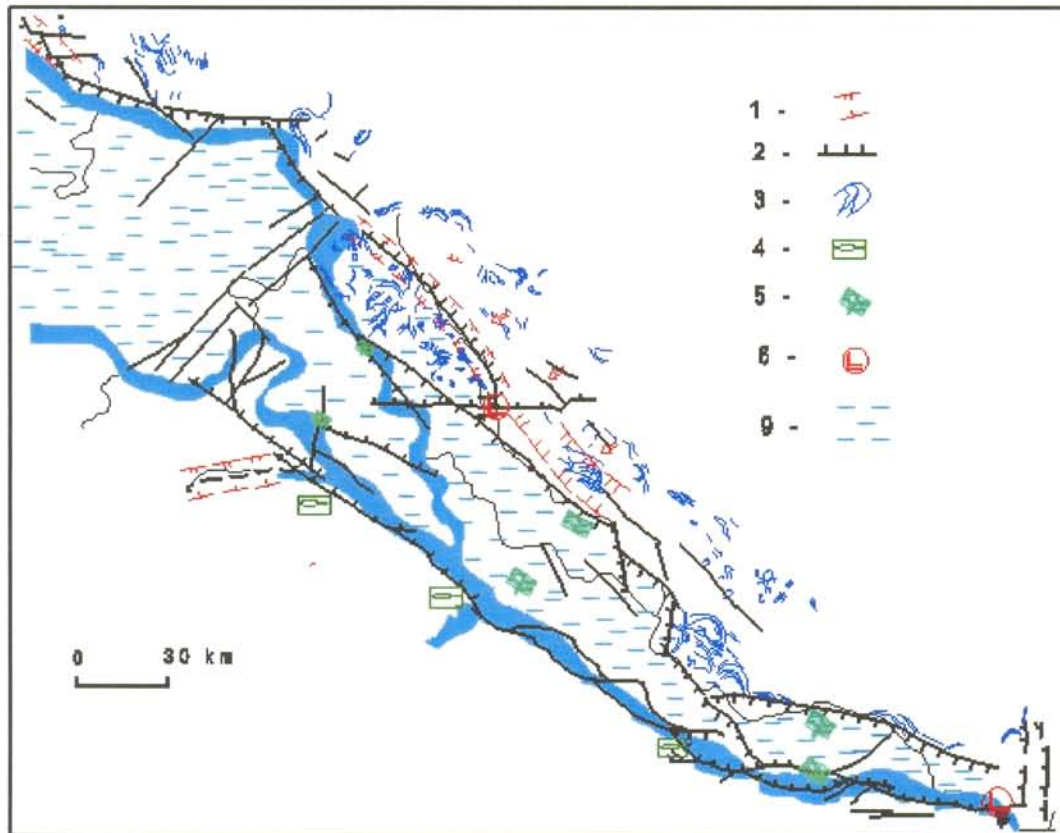


Figura 5.3 – Interpretação morfoestrutural da região da calha do rio Solimões entre a foz do rio Juruá e a inflexão de Coari. As convenções são: (1) assimetria de catchment; (2) falha ou alinhamento de drenagem – os traços curtos no bloco abatido; (3) marcas de paleodrenagem (terraços); (4) formação de lagos; (5) migração de canal; (6) anomalia em cotovelo; (7) áreas de planície.

Como o rio está migrando para sudoeste o feixe que delimita sua margem esquerda deve ter movimentação mais acentuada que o da direita, daí a assimetria da planície e a presença dos terraços.

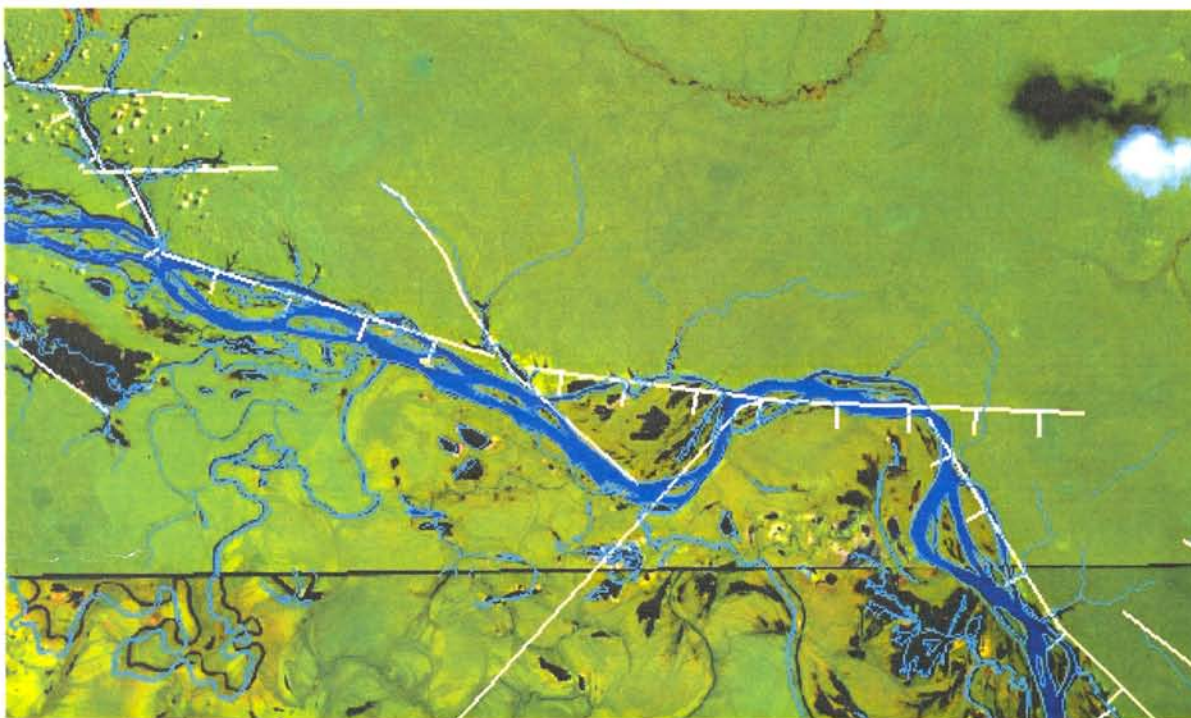
Uma característica comum dos afluentes do Solimões em ambas as margens, e do rio Japurá pela margem esquerda é a formação de lagos em suas desembocaduras, constituindo as chamadas rias fluviais de Tricart (1977a e b) ou os rios-lagos (*riverlakes*) de Sioli (1968). Atribui-se aqui a sua formação à rotação dos blocos soerguidos pelas falhas normais que controla o rio e sua planície, associada a uma maior energia das águas do Solimões.

#### 5.2.1.2. Sub-bacia do Rio Japurá

Posicionado na margem esquerda do rio Solimões, próximo ao limite oeste da área, o rio Japurá forma juntamente com o Solimões a extensa planície de Mamirauá. Este rio adentra a área investigada com curso direcionado WNW-ESE por cerca de 80 quilômetros, após o que, adquire um direcionamento NW-SE, até a confluência com o Solimões. Fora da área, na região da Folha SA.19-Içá, vizinha a oeste de SA.20-Manaus, o rio Japurá apresenta-se alinhado por mais 600 km na direção E-W, e com vertentes fortemente assimétricas, característica evidenciada por afluentes raros ou ausentes pela margem esquerda e extensos afluentes pela direita.

Por todo o trecho em que percorre a área de pesquisa, o padrão de seu canal alterna-se de retilíneo a levemente sinuoso, sem que se caracterize um padrão meandrante. Não obstante, a sua planície mostra a presença de marcas de paleodrenagem e lagos de meandro, indicando que o canal evoluiu de um padrão meandrante para a situação atual. No primeiro trecho, com direcionamento WNW-ESE, não desenvolve planície em sua margem esquerda constituída por terras emersas - não inundáveis- que pertencem aos sistemas de relevo Terraços Dissecados e Rio Negro-Rio Japurá, onde os afluentes são raros, e, os que existem, são pouco extensos. Ao mudar a direção de seu curso, corta obliquamente a planície de Mamirauá. Estes fatos e a grande incidência de furos e paranás, como o paraná do Copeá, são evidências de que o rio Japurá, neste trecho, migrou para sul.

O rio Japurá, da mesma forma que o rio Solimões, tem, na área investigada, seu curso adaptado a alinhamentos de direção NW-SE. Fora da área, os alinhamentos que controlam seu curso têm direção E-W. A presença de terraços pleistocênicos em sua margem esquerda, onde a rede de afluentes é inexpressiva, indica que aquela região sofreu movimentação vertical, constituindo-se o bloco soerguido, estando a planície no bloco rebaixado.



**Figura 5.4 – Trecho do rio Japurá. Imagem TM5, composição 5R 4G 3B, escala aproximada 1:600.000. Notar os terraços na margem esquerda onde aparecem marcas de paleodrenagem. Antes da captura do rio por alinhamentos NW-SE, seu curso estava posicionado a cerca de 30 km mais ao norte.**

Como no outro lado da planície, onde corre o canal principal do rio Solimões, os dados de campo mostram a presença de falhas normais empinadas para nordeste, o conjunto configura a estrutura do tipo *graben* já mencionado, e aqui denominado de *Graben de Mamirauá*. Como há também uma migração do canal do Japurá para sul, as falhas que delimitam a borda sul da estrutura e controlam o curso do canal principal do rio Solimões parecem apresentar uma movimentação mais expressiva que as da borda norte, indicando que a geometria da estrutura é a de um *graben* assimétrico. Nesse contexto as falhas mestras sintéticas delimitam seu bordo sul, e falhas secundárias que mergulham para SW, interpretadas como antitéticas, delimitam parcialmente o bordo nordeste da estrutura e capturaram o curso do rio Japurá em direção ao Solimões, desenvolvendo a extensa planície nesse interflúvio, que atinge 80 km de largura na região da Reserva de Mamirauá, e controlam vários trechos de seu curso. Este feixe de falhas se estende para nordeste, além da planície do sistema Solimões-Japurá, e responde pela formação do divisor Solimões-Negro, o qual se mostra alinhado por centenas de quilômetros. Responde também pela individualização do Sistema de Relevo Rio Solimões – Rio Piorini, caracterizado pelo padrão paralelo da rede de drenagem que flui ao Solimões, com elementos nitidamente

orientados segundo a direção NW-SE, correndo paralelamente ao canal principal por uma longa distância, até desaguar em região ainda sob influência dessa estrutura tafrogênica.

Outra situação interessante é mostrada pelo paraná do Aranapu, que se desenvolve em frente a foz do rio Juruá, e parece se constituir numa continuação desse rio implicando em admitir que o rio Solimões é mais novo que o rio Juruá. A montante desse furo a sedimentação holocênica é caracterizada pela ocorrência de depósitos de terraços holocênicos e depósitos fluviolacustres, que seriam os primeiros a se desenvolver no processo de construção da planície, ao passo que a jusante são mais possantes os depósitos de barra em pontal e de transbordamento. O rio Juruá em sua continuação para sul-sudoeste, fora dos limites da área investigada, tem seu vale alinhado segundo uma direção NNE-SSW, por mais de 300 km, alinhamento este que parece se projetar para o interior da planície do Solimões e controlar o curso da paraná do Aranapu. A presença de depósitos holocênicos mais antigos a montante, e de mais novos a jusante, desse alinhamento, são indicativos de soerguimentos a montante, implicando em movimentação vertical segundo alinhamentos na direção nordeste. O desenvolvimento de uma estrutura do tipo *graben* na direção NW-SE, num regime transcorrente, conforme caracterizado para o regime neotectônico, implica em distensão para NE-SW e compressão segundo um eixo direcionado NW-SE. Estruturas transversais ao eixo compressivo e paralelas ao distensivo, como a do alinhamento do Juruá, devem desenvolver falhas inversas, que é a interpretação dada aos alinhamentos que controlam o paraná do Aranapu.

O mais importante afluente do rio Japurá, na área, é o rio Japiá, posicionado no limite oeste. Esta sub-bacia é caracterizada por um canal principal alinhado na direção NW-SE, com várias curvas em ângulo reto, denunciando um padrão retangular (Figura 5.4.). Suas vertentes são fortemente assimétricas, sendo a mais longa posicionada na margem esquerda onde se desenvolvem terraços de um sistema de drenagem mais antigo, provavelmente do rio Japurá, e indicam movimentação vertical ao longo desse alinhamento. Os planos nessa área mergulham para SW, e bloco alto a NW, mesma caracterização geométrica das falhas do Japurá, que são paralelas, implicando em classificar estes alinhamentos como falhas normais. Os alinhamentos que provocam as quebras em ângulo reto têm direção E-W e controlam afluentes do rio Japiá com esta direção. Como essas quebras são para a esquerda, parecem caracterizar falhas transcorrentes com movimentação sinistral, ou falhas transcorrentes como forte componente de

mergulho para sul, que tanto podem ser dextrais como sinistrais. Neste último caso a aparente movimentação à esquerda, que teria desenvolvido as curvas em ângulo reto, poderia ser explicado por esta movimentação vertical, no caso, com o bloco baixo para sul.

O quadro mostrado pelas bacias do Japurá e do Solimões são indicativos de que esses cursos d'água corriam em uma posição diferente da que se verifica no presente. O posicionamento atual parece ser resultante de um impressionante processo de captura de rios que corriam para nordeste, entre eles o rio Juruá, através das falhas normais que definem o Graben de Mamirauá.

#### 5.2.1.3. Sub-bacia do Rio Urumutum

O rio Urumutum, como os principais afluentes do Solimões neste trecho, tem seu curso correndo paralelamente e muito próximo ao desse rio por uma longa distância, até desaguar na região de planície onde contribui para alimentar um complexo de furos, paranás e lagos. A exemplo do rio Japiá, já mencionado, alinha-se na direção NW-SE, dispondo-se com o curso retilíneo, mas com várias quebras em cotovelo provocadas por alinhamentos de direção E-W. A montante destes alinhamentos observa-se a formação de lagos represados (*ponded lakes*) como o Amanã e o Urini, indicativo de movimentação vertical ao longo dos mesmos. A bacia, como um todo, se apresenta moderadamente assimétrica, com vertentes mais longas pela margem esquerda, e drena áreas de terraços que, em grande parte do seu curso, posicionam-se pela margem direita, embora, em outra parte, o rio seccione estes terraços.

A assimetria da bacia e a presença dos terraços são interpretadas como relacionadas à movimentação vertical com bloco alto a sudoeste e basculamento da margem esquerda, daí as vertentes mais longas nesta margem. A julgar pela orientação dos alinhamentos, esta movimentação deve estar relacionada a falhas normais com planos mergulhando para NE. Os alinhamentos E-W provavelmente são de natureza transcorrente, com forte componente de mergulho e tanto podem ser sinistrais – como falhas de transferência - ou dextrais.

#### 5.2.1.4. Sub-bacias da Margem Direita

Como o enfoque maior do trabalho é voltado ao interflúvio Solimões – Negro, não serão detalhadas aqui, individualmente, as características morfoestruturais dessas sub-bacias. Estes rios são representados pelo Juruá, Uarini, Tefé, Caiambé e Catuá. No conjunto drenam a região para nordeste acompanhando o declive geral do terreno, e mostram um padrão paralelo-retangular, com assimetrias localizadas onde comparece o padrão treliça ou subtreliça. Todos os afluentes mostram foz afogada, com formação de lagos represados, sendo o mais imponente o lago Tefé.

Os dados de campo, coletados ao longo do rio Solimões e em alguns afluentes, como rios-lagos Tefé e Caiambé, mostram a presença de falhas inversas de direção NE-SW coincidentes com a orientação desses rios, caracterizando-os como subsequentes embora superimpostos já que as falhas são mais antigas que o desenvolvimento da rede de drenagem. Falhas normais orientadas NW-SE e E-W provocam desnivelamentos nos barrancos em suas margens e quebras em cotovelo nos canais principais, desenhando o padrão sub-retangular. Os lagos represados desenvolvidos em suas desembocaduras são relacionados à rotação do piso das falhas normais que controlam o curso do rio Solimões neste trecho, bem como ao seu maior volume de água, que provoca o barramento do curso dos afluentes desenvolvendo os lagos

### 5.2.2. Trecho inflexão de Coari – Codajás

#### 5.2.2.1. A Calha do Rio Solimões

Este trecho é caracterizado por uma mudança geral do curso do rio Solimões que, do igarapé Catuá, seu afluente pela margem direita, para jusante, adquire progressivamente um direcionamento E-W até as proximidades do porto Solimões, em Coari. Nesta região, o rio inflete bruscamente para sul, abandonando a sua antiga planície que descrevia uma ampla curvatura com convexidade voltada para norte. No antigo curso observa-se o barramento da foz dos rios Piorini e Badajós, afluentes pela margem esquerda, e a conseqüente formação dos lagos Piorini e Badajós. O quadro resultante mostra o canal atual do rio seccionando os modelados de topo plano do Sistema de Relevo Rio Juruá – Rio Purus sobre a Formação Içá, com desenvolvimento de barrancos dessa formação em ambas as margens, embora muito mais elevados pela margem

esquerda. Para norte estende-se a planície abandonada do rio Solimões, que recebe pela margem esquerda as águas dos citados lagos Piorini e Badajós.

A análise dos barrancos do Solimões, no trecho entre o porto da PETROBRAS, denominado Porto Solimões, e a cidade de Coari, mostra a presença de falhas normal-oblínquo dextrais de direção N-S ou NNE-SSW empinadas para oeste, responsáveis por um considerável soerguimento da margem esquerda do rio Solimões neste trecho e pela captura do canal do Solimões para sul, com o conseqüente abandono da sua planície.

De Coari para jusante o Solimões por um longo trecho tem, pela margem esquerda, os barrancos de topo plano modelados na Formação Içá e, pela direita, sedimentos aluvionares da planície atual. A observação desses barrancos mostra um basculamento para sul da terra firme que, no trecho considerado, se projeta para o interior da antiga curvatura da planície. Esta faixa de terra firme é limitada no lado sudoeste por falhas normais N-S, responsáveis pela captura e mudança do curso do rio para sul. No lado noroeste sua continuidade é bruscamente interrompida pela incidência de falhas normais de direção NW-SE, que mergulham para nordeste, e que tem, no bloco abatido, o lago Acará que neste caso, pode ser classificado como um *sag-pond*. O basculamento, portanto, pode ser atribuído a uma movimentação diferencial entre os dois conjuntos de falhas (N-S e NW-SE), caso em que as que controlam a formação do lago Acará (direção NW-SE) devem apresentar uma movimentação vertical mais acentuada (Figura 5.5).



Figura 5.5. – Calha do rio Solimões no trecho entre a inflexão de Coari e a cidade de Codajás. Imagem Landsat TM-5, composição colorida 5R4G3B, escala aproximada 1:1.000.000. Notar as dimensões da antiga planície do rio Solimões, abandonada pelo canal atual, o lago Acará e a planície rio abaixo embutida em uma estrutura do tipo graben com o canal atual seccionando-a transversalmente. Os traços na cor branca marcam falhas ou alinhamentos de drenagem, traços curtos, ao longo dos mesmos, a posição do bloco abatido, círculos concêntricos são localidades referidas no texto.

Silva et al. (2002) mostram que o sistema de drenagem nesta região apresenta diversas feições anômalas associadas a lineamentos, que condicionam a formação de meandros e curvas anômalas, inflexões, assimetria de canais e formação de lagos. As estruturas que condicionariam estas feições seriam falhas de rejeito normal-oblínquo dextral de direção ENE – WSW, transcorrentes dextrais de direção N – S e E – W, inversas de direção NW-SE e normais de direção NW-SE. Os principais abatimentos verificados estariam associados às falhas normais orientadas NW-SE.

Ainda neste trecho a jusante de Coari, na altura da localidade de Camará, o rio adquire uma direção NE-SW, e passa a apresentar um sensível alargamento de sua planície até Codajás. O canal atual apresenta um longo trecho retilíneo, e a condição de uma diferente dinâmica de formação da planície se repete neste trecho onde o canal principal do Solimões prossegue seccionando transversalmente uma planície mais antiga, sem, no entanto, abandoná-la.

O alargamento dessa planície se deve ao condicionamento a outra estrutura do tipo graben, limitada por falhas normais orientadas NW-SE, a nordeste e a sudoeste. O feixe de sudoeste estende-se até a calha do rio Purus, afluente do Solimões pela margem direita, e em todo

o trecho estabelece limites retilíneos para a planície, e fora dos limites da área ao sul, controla o curso do furo do Geraldo, bloqueia os igarapés Cachoeira do Salsa e Arapuá, formando lagos no contato com os barrancos e desvia o curso do rio Purus para leste, formando extensa área de terraços em sua margem esquerda, correspondendo ao bloco soerguido (Figura 5.4).

O de noroeste provoca, já na região de Codajás, uma acentuada curva do curso rio Solimões da direção NE-SW para a direção NW-SE, evidenciando uma forte anomalia em cotovelo, provocada por um alinhamento que dali se estende na direção NW, provocando barramentos com formação de lagos nos afluentes do antigo canal do Solimões, entre eles o lago Badajós, que ultrapassa os 10 km de largura. Toda a margem esquerda do Solimões, no trecho do rio após o cotovelo de Codajás, é formada por terraços antigos, indicando o bloco soerguido do feixe de falhas normais, enquanto que pela margem direita do canal atual estende-se a planície que chega a atingir 45 quilômetros de largura.

Provável registro de atividade sísmica relacionada à movimentação recente dessa estrutura é fornecido pelo sismo de Codajás-AM, ocorrido em 05/08/1983, que atingiu intensidade de VII na escala Mercalli e magnitude 5,5  $m_B$  (Assunção et al., 1983).

#### 5.2.2.2. Sub-bacia do Rio Piorini

O rio Piorini tem seu curso paralelo ao do rio Solimões contexto em que apresenta direcionamento NW-SE até desaguar no lago Piorini que, por sua vez, joga suas águas em uma planície abandonada do rio Solimões. Sua bacia é estreita, pobremente organizada, e sem assimetrias significantes a não ser em trecho do alto curso onde adquire um direcionamento WNW-ESSE, e desenvolve terraços principalmente na margem direita. Nesta região aparecem várias feições de drenagem anelar e por vezes radial, o que pode ser indicativo de soerguimentos. O alinhamento de seu vale e as constantes quebras em cotovelo, verificadas ao longo do curso segundo a direção E-W, são as principais feições indicativas de controle estrutural. Não obstante, o canal principal ao longo dos vales retilíneos apresenta padrão meandrante, embora com uma forma irregular de sinuosidade.

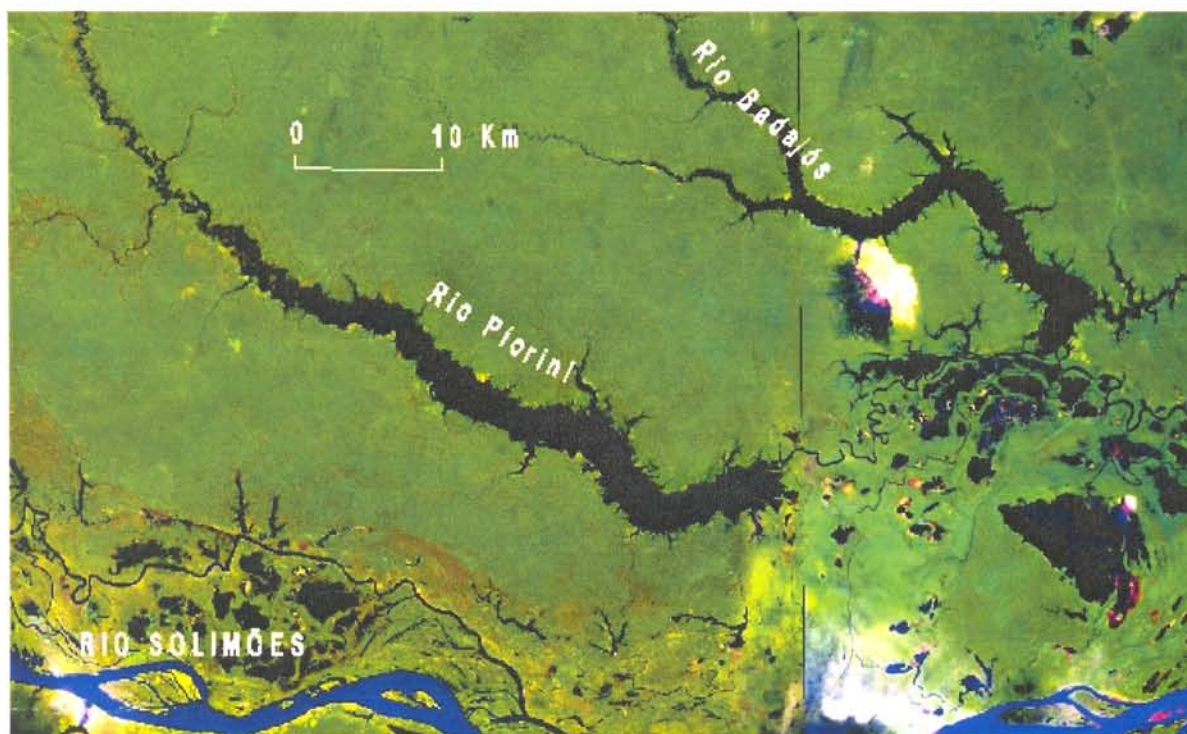


Figura 5.6 – Baixo curso dos rios Piorini e Badajós. Imagem TM-5, composição 5R4G3B. Notar o desenvolvimento de lagos de desembocadura (rios-lagos), as diversas quebras em cotovelo e os alinhamentos aproximadamente paralelos dos canais. Na planície do Solimões aparecem terraços

Dado ao paralelismo com as estruturas que controlam os cursos do rio Solimões, é provável que os alinhamentos NW-SE representem falhas normais de baixo rejeito, e os de direção E-W, que provocam as anomalias em cotovelo, constituam falhas transcorrentes. Estas são bem evidentes na região do lago Piorini, formado pela rotação do piso de falhas normais de direção N-S. Na região do alto curso as evidências de controle estrutural são mais significativas. Existe uma distribuição muito irregular dos *catchments*, que muitas vezes formam sub-bacias em canais secundários, sem ligação com o canal principal. Por outro lado, a presença dos alinhamentos por longos trechos, a drenagem anelar e a assimetria moderada estão a indicar movimentação vertical ao longo de alinhamento WNW-ESE, com bloco alto a sudoeste.

#### 5.2.2.3. Sub-bacia do Rio Badajós

A bacia do rio Badajós apresenta uma forma menos alongada que a dos demais afluentes do rio Solimões, mas seu direcionamento geral é concordante na direção NW-SE. Em todo o curso, cujo canal tem padrão meandrante irregular, são observados alinhamentos da sua

planície com direções variáveis, ora a NW-SE, ora para NE-SW, e também E-W, os quais provocam uma série de anomalias em cotovelo ao longo de seu curso, caracterizando-o como de padrão retangular (Figura 5.6). Variações localizadas para um padrão subtreliça ocorrem onde os trechos alinhados apresentam assimetria, como no alto curso. Neste caso, a vertente mais longa encontra-se pela margem direita. A partir do médio curso forma-se o lago Badajós que, no caso, tem sua formação relacionada à rotação do piso de falhas normais orientadas NW-SE, e que estabelecem uma forma retilínea para borda esquerda da planície abandonada do rio Solimões, descrita no trecho Coari-Codajás. No trecho onde se desenvolveu o lago são bem evidentes as curvas bruscas, em ângulo reto, denominadas de anomalia em cotovelo, provocadas pelos citados alinhamentos.

São poucos os critérios de interpretação apresentados por essa sub-bacia, o que dificulta uma proposta de caracterização cinemática, ou mesmo geométrica, para os alinhamentos observados. As anomalias em cotovelo podem estar relacionadas a simples fraturas sem nenhuma movimentação, e a fraca assimetria apresentada pelo alto curso do rio são evidências muito frágeis para um diagnóstico de movimentação vertical. Pelo modelo regional que se afigura, esta bacia se encontra no domínio extensional que controla a maioria dos elementos de drenagem, incluindo o rio Solimões e sua planície.

### **5.2.3. Trecho Codajás – Manacapuru**

#### **5.2.3.1. A Calha do Rio Solimões**

Neste trecho, o rio Solimões e sua planície, que desde Codajás orientavam-se na direção NW-SE, condicionados a uma estrutura do tipo graben, adquirem bruscamente o direcionamento NE-SW, formando, a cerca de 30 km a montante de Anori, uma notável anomalia em cotovelo. A partir daí, o canal principal bordeja terras emersas pela margem esquerda formadas também por Terraços Pleistocênicos, e, pela direita, desenvolve-se a planície que se liga com a do rio Purus que deságua no Solimões neste trecho, e tem também o seu canal principal bordejando terras emersas, só que desta feita pela margem direita. Nota-se que além do rio Purus, os demais afluentes do rio Solimões encontram-se de alguma forma alinhados na direção NE-SO, bem como o conjunto de lagos que conformam a planície. Os alinhamentos mais

notáveis são observados no curso do rio Anamã, que desenvolve uma série de anomalias em cotovelo (Figura 5.7).



**Figura 5.7 – Calha do rio Solimões no trecho Codajás-Manacapuru. Imagem TM5, composição 5R4G3B. Alargamento da planície do Solimões à montante de Manacapuru, desenhando uma feição rombóide.**

A partir de Anamã, para jusante, o curso principal do rio adquire um direcionamento E-W, enquanto que canais secundários que conformam o paraná do Arara permanecem alinhados na direção NE-SW por cerca de 50 km, infletindo para o direcionamento leste-oeste até o complexo de lagos que constituem o lago Grande de Manacapuru (Figura 5.7). O canal principal do Solimões, por seu turno segue o direcionamento E-W por cerca de 60 km, quando se volta para NE-SW até a foz do lago Grande de Manacapuru, onde se encontra a cidade homônima. Entre este e o canal principal do rio Solimões, há um significativo alargamento da planície, que volta a se estreitar consideravelmente de Manacapuru para jusante. O quadro que se observa neste trecho, portanto, mostra feixes paralelos de alinhamentos de drenagem, sendo um na direção E-W formado pelo curso superior do rio Solimões, e trecho do lago Grande de Manacapuru, e o outro na direção NE-SW, formado pelo curso mais baixo do rio Solimões e pelo paraná do Arara, que alimenta o referido lago. Entre eles, uma extensa área de planície desenha uma típica feição rombóide, e encerra depósitos fluviais e fluviolacustres (Figura 5.7).

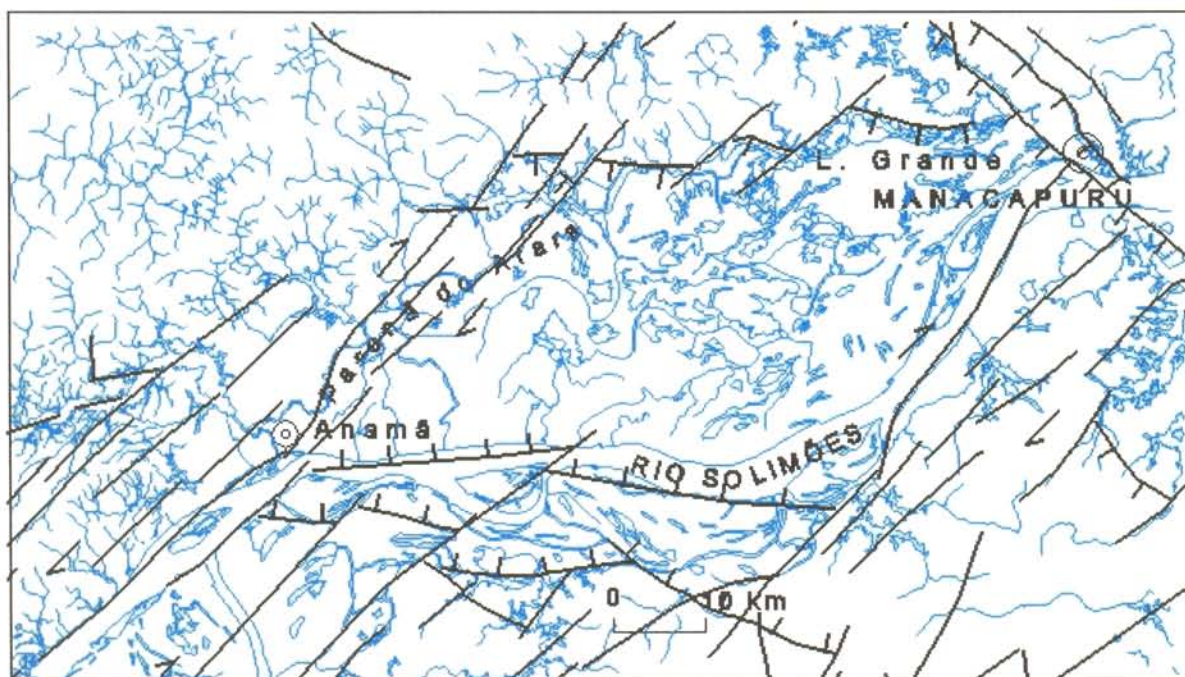


Figura 5.8 – Interpreta estrutural da regi da calha do Solimões no trecho Codajás – Manacapuru. Romboedro transtensivo ou bacia *pull-apart*, desenvolvido pelo recobrimento  direita de falhas transcorrentes dextrais com abatimento da zona interna devido a falhas normais de dire E-W. Linhas pretas são falhas; traços curtos posição do bloco abatido; setas indicam movimentá transcorrente dextral. Círculos concêntricos a posição das localidades referidas no texto.

Os dados de campo obtidos ao longo do rio Solimões e no paraná do Arara, mostram a presença de planos de falha com movimentá direcional dextral orientados N30E/subvertical com tendência para NW, contendo estrias com atitude suhorizontal/N20E. No trecho em que esse rio apresenta direcionamento E-W e define a feição romboide, pelo lado sul, foram observadas falhas normais de direção E-W empinadas para N, com rejeito de até 5 metros. O padrão de drenagem observado, portanto,  compatível com um controle estrutural por alinhamentos direcionados NE-SW, cujos dados de campo indicam representar falhas transcorrentes dextrais, que controlam o curso do rio Solimões no trecho Anori – Anam, parte do paraná do Arara, e novamente o rio Solimões no seu alinhamento que se extingue em Manacapuru. São dois feixes de falhas transcorrentes dextrais paralelas, segundo a direção NE-SW. Atribui-se a formação da feição romboedrica ao recobrimento  direita desses dois feixes de falhas, que respondem pela geração de falhas normais na direção E-W, as quais controlam o curso do rio Solimões ao sul da feição romboedrica, e o lago Grande de Manacapuru ao norte. Trata-se, portanto, de um romboedro transtensivo, ou estrutura *pull-apart*, cujo abatimento provoca o alargamento da planície do Solimões neste trecho (Figura 5.8).

### 5.2.3.2. Sub-bacia do Rio Manacapuru

A bacia do rio Manacapuru tem uma forma muito irregular mas, no geral, mostra-se alongada na direção E-W. Esta irregularidade se reflete no traçado do canal principal do rio, devido aos alinhamentos em diversas direções que controlam o seu curso. Trata-se de uma bacia com drenagem moderadamente organizada, e os alinhamentos de drenagem conferem à bacia, como um todo, um padrão retangular para os rios de maior ordem, passando a sub-dendrítico naqueles de primeira a terceira ordens.

A partir da foz, no Solimões, a orientação geral NW-SE do canal principal é dada por uma adaptação do rio a uma falha normal, que estabelece o contato entre as formações Içá e Alter do Chão por mais de 90 km (Figura 5.9). Esta falha pode ser descrita em afloramentos na margem esquerda do rio Solimões, em extensos lajeiros e barrancos a jusante da cidade de Manacapuru. Os lajeiros formam pontões que se projetam para o meio do rio formando corredeiras que dificultam a navegação. Estes lajeiros são constituídos, mormente de arenitos brancos, de granulação média e bastante laterizados denotando aspecto de arenito ferruginoso, e pertencem à Formação Alter do Chão. Nos barrancos do rio ocorre uma seqüência argilo-síltica de cor cinza a creme, com intercalações decimétricas de arenito fino pertencentes à Formação Içá, e preservada em pequenos grabens na Formação Alter do Chão. A zona de falha normal tem orientação NW-SE, e é seccionada por zonas de falhas transcorrentes com orientação NE, predominantemente sinistrais, mas também dextrais, desenvolvidas para acomodar a deformação extensional.

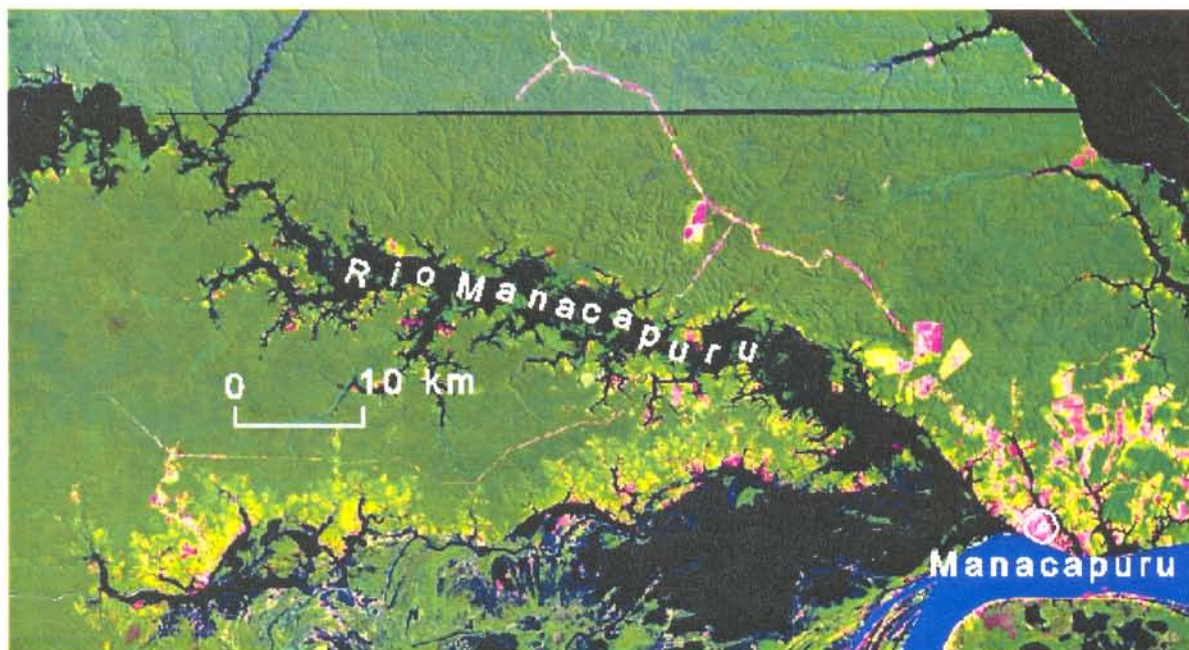


Figura 5.9 – Baixo curso do rio Manacapuru. Imagem TM-5, composição 5R4G3B. Falha normal com bloco alto a noroeste controla o curso do rio Manacapuru pela margem esquerda e estabelece o contato entre a Formação Içá (relevo plano a sul-sudoeste do rio Manacapuru) e a Formação Alter do Chão (relevo colinoso ao norte)

Deslocamentos direcionais dessa falha normal, e por consequência do curso do rio Manacapuru, são muito comuns ao longo de todo trecho controlado por esta falha normal, decorrendo o aparecimento de anomalias em cotovelo em todo o primeiro trecho do rio. Desenvolvem-se também vários alargamentos do canal por inundação, à semelhança de lagos, indicando movimentação vertical associada à direcional. Estes alinhamentos direcionais pertencem ao mesmo sistema de transcorrências que, entre outras feições, desenvolveu o romboedro de Manacapuru descrito na calha do Solimões entre Codajás e Manacapuru .

A partir do médio curso, o direcionamento do rio muda para sudoeste, depois para oeste (30 km), noroeste por 35 km, sudoeste (50 km) e novamente oeste por mais de 50 km. O alinhamento dos vales é acompanhado de moderada assimetria nesses dois últimos trechos, com bloco alto ao norte.

#### 5.2.4. Trecho Manacapuru –Manaus.

##### 5.2.4.1. A Calha do do Rio Solimões

Neste trecho, após a falha de Manacapuru, o rio Solimões sofre um estreitamento de sua planície e adquire um direcionamento E-W, obediente a um alinhamento com esta direção, que controla o seu curso e depois do rio Amazonas por mais de 200 km, até às proximidades da foz do rio Madeira, fora dos limites da área. Em toda a extensão do alinhamento o rio mostra assimetria de planície, que se concentra na margem direita com barrancos da Formação Alter do Chão pela esquerda, evidenciando movimentação vertical com bloco alto a norte (margem direita). A projeção desse alinhamento para oeste é coincidente com o traçado da margem esquerda do lago Grande de Manacapuru. Na metade do trecho entre Manacapuru e Manaus, nova incidência de falhas normais com orientação NW-SE causa deslocamento em seu curso na direção sudeste, e o desenvolvimento de uma pequena bacia do tipo graben que aloja em seu interior sedimentos atribuíveis à Formação Içá. A falha que limita a estrutura, pelo lado leste, aflora na margem esquerda do rio Solimões nas proximidades da cidade de Iranduba e se projeta para norte em direção à calha do rio Negro, controlando a sua margem esquerda; trata-se de uma zona de falha normal com atitude geral N20-35W/60-75°SW, afetando arenitos brancos, creme-amarelados e avermelhados, da Formação Alter do Chão, muito cisalhada. A falha do lado oeste também se projeta em direção ao rio Negro, estabelecendo o traçado retilíneo de sua margem direita. No interior da estrutura há uma grande ocorrência de lagos, mormente na base dos planos de falha.

Observam-se inúmeros planos de falha com estrias de *slikensides* apontando deslocamento vertical. A presença de material colunar lateritizado pode corresponder a Ichnofósseis. Na margem esquerda os abatimentos provocam o aparecimento dos lagos Grande e Janauacá (Figura 5.10).

O quadro geral é o de adaptação do curso do rio Solimões à falhaS, com movimentação vertical na direção E-W, deslocadas por falhas normais de direção NW-SE. Como a movimentação dessas não apresenta rejeito direcional, posto que as estrias de *slikensides* presentes nos planos são essencialmente verticais, deduz-se que o eixo de distensão deve ter

atuado na direção NE-SW e, portanto, o alinhamento E-W do Solimões deve também apresentar movimento direcional dextral.

#### 5.2.4.2. Sub-bacia do Rio Castanho

O rio Castanho drena o sudeste da área ao sul do rio Solimões e tem sua foz fora dos limites considerados na presente pesquisa. Sua importância, no entanto, reside no fato de estar controlado pelo mesmo sistema de alinhamentos que define o romboedro de Manacapuru, mostrando sua extensão para o sudeste da área.



Figura 5.10 – Rio Solimões no trecho Manacapuru-Manaus e rio Negro no baixo curso. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:700.000. Estrutura do tipo graben na área de maior incidência de lagos, alojando sedimentos da Formação Içá. As falhas que a delimitam se projetam para norte, controlando o curso do rio Negro no trecho correspondente ao Arquipélago de Anavilhanas, situado logo a montante do recorte da imagem.

Trata-se de uma bacia de drenagem alongada para nordeste com trechos fortemente assimétricos em que a vertente mais curta situa-se ao norte e, a mais longa, ao sul do canal principal. Este se apresenta fortemente alinhado, segundo as direções NE-SW e NW-SE, gerando uma série de anomalias em cotovelo, mas mantendo seu direcionamento geral concordante com o referido sistema de alinhamentos. Estes alinhamentos conferem à bacia, como um todo, um padrão de drenagem retangular.

Em ambas as direções existem evidências de movimentação vertical. Na direção NE-SW, responsável pela assimetria da bacia o bloco alto situa-se ao norte, e o rebaixado ao sul. A direção NW-SE responde por uma série de bloqueios do canal principal, com formação de lagos e brusco estreitamento do canal para jusante. Devem representar falhas normais às quais está associada uma anomalia radial e anelar de drenagem posicionada no bloco alto da falha que desenvolveu o lago Castanho, e que foi destacada por Andrade & Cunha (1971) como um dos bons exemplos de controle estrutural da drenagem na Amazônia. Anomalias menores aparecem ao sul do canal principal da bacia, já no limite leste da área.

As características apresentadas reforçam a interpretação de que os alinhamentos de drenagem, presentes no sudeste da folha, fazem parte de um sistema de falhas direcionais e cinemática dextral, cuja interação entre feixes paralelos ou escalonados provoca o desenvolvimento de zonas transtensivas, das quais a mais evidente é representada pelo romboedro de Manacapuru. Falhas menores, como as que desenvolvem os alargamentos e estreitamentos ao longo do rio Castanho, devem estar ligadas à mesma dinâmica de formação.

### 5.3. BACIA DO RIO NEGRO

O rio Negro, da mesma forma que o rio Solimões, apresenta significativas variações no padrão de seu canal e nas características de sua planície, por todo trecho em que drena a área investigada. Estas variações também permitem que, para efeito descritivo, se estabeleça uma compartimentação fisiográfica de sua bacia de acordo com os seguintes trechos: 1. Trecho Foz do Rio Cauaburi – Foz do Rio Padauari; 2. Trecho foz do Rio Padauari – Foz do Rio Branco; 3. trecho Foz do Rio Branco - Anavilhanas; 4. Trecho Anavilhanas - Manaus (Figura 5.11).

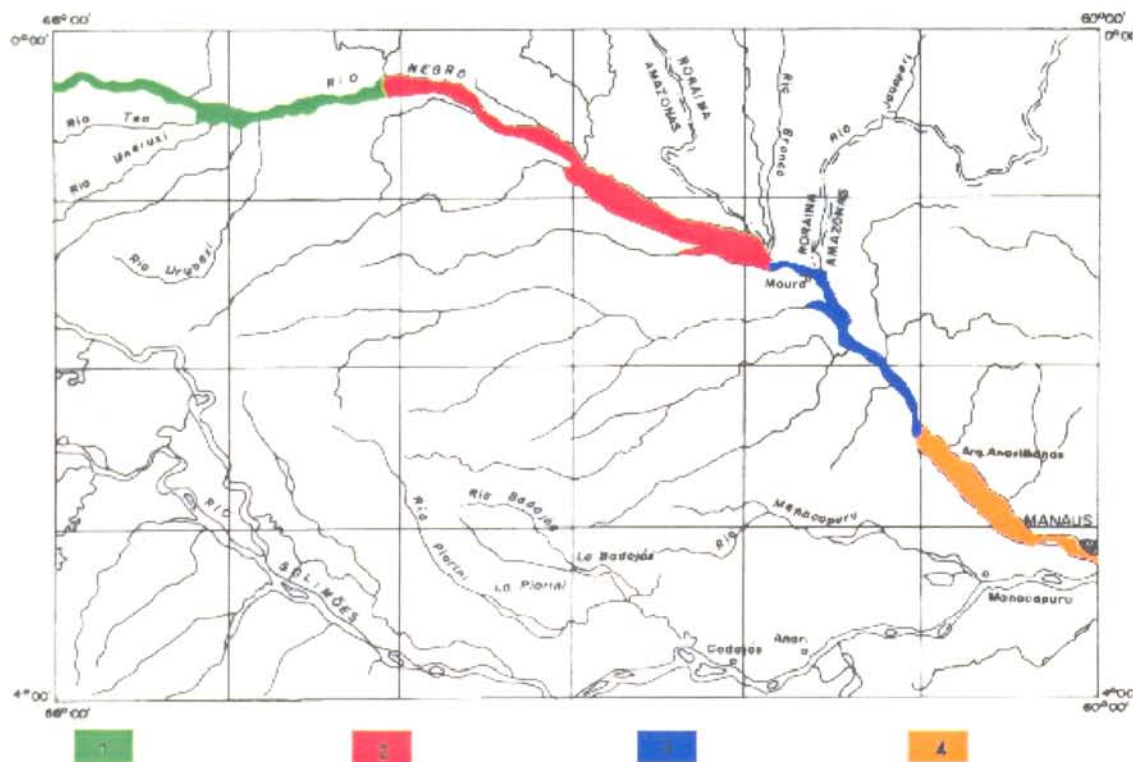


Figura 5.11 - Compartimentação fisiográfica do rio Negro. (1) Trecho Foz do Rio Cauaburi - Foz do Rio Padauari; (2) Trecho Foz do Rio Padauari – Foz do Rio Branco; (3) Trecho Foz do Rio Branco – Anavilhanas; (4) Trecho Anavilhanas – Manaus.

### 5.3.1. Trecho Foz do Rio Cauaburi – Foz do Rio Paduari

#### 5.3.1.1. A Calha do Rio Negro

O rio Negro, neste trecho, adentra a área da Folha SA.20-Manaus segundo um direcionamento geral E-W, com inflexões a NW-SE e NE-SW que lhe confere uma ligeira sinuosidade e até um certo meandramento, como nas proximidades da foz do rio Cauaburi, onde desenvolve uma curvatura com concavidade para norte. Não obstante, o padrão geral de seu canal é tipicamente retilíneo com barras alternadas e desenvolvimento de planície de inundação descontínua em ambas as margens. Terraços se concentram em sua margem direita por todo o trecho em que apresenta orientação geral E-W, indicando migração do canal para norte e evidenciando movimentação vertical, segundo situações coincidentes com alinhamentos de drenagem tanto no rio Negro como em seus afluentes. A jusante, o rio Negro recebe pela margem esquerda o rio Abuará, que apresenta o curso retilíneo por mais de 30 km com forte assimetria de vertentes. Este alinhamento se estende para jusante da foz desse rio, controlando o curso do rio Negro que sofre uma suave inflexão para sudeste neste trecho. O alinhamento em questão é interpretado como devido a controle por falha normal orientada NW-SE, e formação de terraços na margem direita do rio Negro, cujo canal migrou na direção do bloco alto da falha. Situação semelhante parece controlar o baixo curso do rio Cauaburi, provocando meandramento do rio Negro entre duas falhas normais, com desenvolvimento de planície na zona interna. Os alinhamentos de direção E-W devem representar falhas transcorrentes com movimentação oblíqua e bloco alto a sul. A partir da foz dos rios Aluanã e Urubaxi o curso do rio Negro passa para um direcionamento nordeste obediente à orientação dos alinhamentos dos afluentes da margem direita, neste trecho, que são os rios Uneiuxi, Aluanã e Urubaxi. Voltam a ocorrer terraços pela margem direita, bem como um significativo alargamento da planície do rio Negro indicando movimentação vertical com bloco baixo a jusante do feixe de alinhamentos. Na margem esquerda ocorrem expressivas marcas de paleodrenagem, e feições de drenagem radial no posicionamento do bloco soerguido (Figura 5.12). Na margem direita, avista-se uma grande incidência de lagos e alagados interflúvias que, segundo a classificação de Dumont (1993), corresponderiam aos lagos inclinados (*tilted lakes*).

A geometria da estrutura é de uma feição sigmoidal. A interpretação mais provável para esta feição é a de um sigmóide transtensivo, com abatimento da zona interna onde ocorre o alargamento da planície, e soerguimento da externa com formação de terraços e desorganização da rede de drenagem, associada à incidência de marcas de paleodrenagem e paleovales. As estruturas transcorrentes, nesse contexto, são predominantemente dextrais e, portanto, falhas do tipo normal-oblínquo dextrais delimitando o sigmóide (Figura 5.12).



Figura 5.12 - Imagem TM do satélite LANDSAT-5, composição colorida 5R4G3B, escala aprox: 1:1.200.000. Curso do rio Negro no trecho foz do rio Cauaburi-foz do rio Paduari. Notar a sinuosidade apresentada pelo canal do rio, devido ao controle por alinhamentos orientados NW-SE e NE-SW, os quais também imprimem retilinearidade aos vales dos afluentes de ambas as margens. Notar também os alargamentos da planície do rio Negro devido, provavelmente, à ocorrência de um sigmóide transtensivo, limitado por falhas transcorrentes normal-oblínquo dextrais.

#### 5.3.1.2. Sub-bacia do Rio Téa

A bacia do rio Téa (Figura 5.13) apresenta forma alongada na direção WNW-ESE a E-W, com vertentes fracamente assimétricas, neste caso evidenciadas por uma pequena diferença nos comprimentos das vertentes esquerda, mais curta, e direita, mais longa, sendo os divisores em ambas as margens paralelos ao canal principal.

O padrão de drenagem na bacia, como um todo, é caracterizado por um vale principal retilíneo, onde o canal apresenta várias curvas em ângulo reto, para onde confluem tributários com altos ângulos de junção, revelando um padrão retangular-treliça ou subtreliça. Os rios de primeira à terceira ordens se organizam segundo um padrão subdendrítico.

Os ângulos de junção dos tributários situam-se ao redor de 90º, com algumas variações para mais ou para menos, com os *catachments* mostrando-se alongados em direção submeridiana e formato, no geral, retangular, ou com largura mais ou menos constante desde a foz até as cabeceiras. Formas anômalas em relação a esse padrão são mostradas por dois afluentes da margem esquerda, posicionados no alto e médio curso, e em um afluente da margem direita, posicionado aproximadamente no médio curso. Nesses casos, os *catachments* adquirem formas irregulares, mostrando junto às desembocaduras padrão semelhante aos dos demais tributários, mas alongando-se e alargando-se a partir do médio curso em direção às cabeceiras, onde mostram um padrão de drenagem identificado como treliça de falha na classificação de Howard (1967), com forte assimetria de vertentes. Esta assimetria, por seu turno, pode ser classificada, quanto ao mergulho estrutural, como uma forma ramificada incompleta, segundo o modelo de Soares et al. (1981).

O canal principal do rio Téa atinge a quinta ordem, na classificação de Strahler (1952). Ele exibe um padrão meandrante, com meandros dispostos desordenadamente, isto é, com curvas irregulares, e que divaga em um vale, ou paleovale, retilíneo, cuja largura é muito maior que a do canal do rio. Observa-se nesse contexto uma feição interessante, comum aos demais afluentes do rio Negro, que é a presença de uma faixa de planície mais antiga e muito mais larga que a faixa de planície aluvionar em construção pela dinâmica atual do rio. De acordo com Costa et al. (1978), esta desproporcionalidade entre a largura do canal e a faixa de planície mostraria que o rio já tivera uma fase meândrica mais vigorosa, responsável pela abertura da planície, em um clima mais úmido que o atual.

Além do canal meandrante, o rio mostra uma sinuosidade representada por bruscas variações em ângulos retos do seu curso no interior do paleovale, caracterizando anomalias em cotovelo, associadas em alguns casos a pequenas variações no padrão do canal, que passa de meândrico a retilíneo, ou a alinhamentos de tributários.

Vários tributários mostram-se com longos trechos retilíneos, em geral associados a vertentes assimétricas.

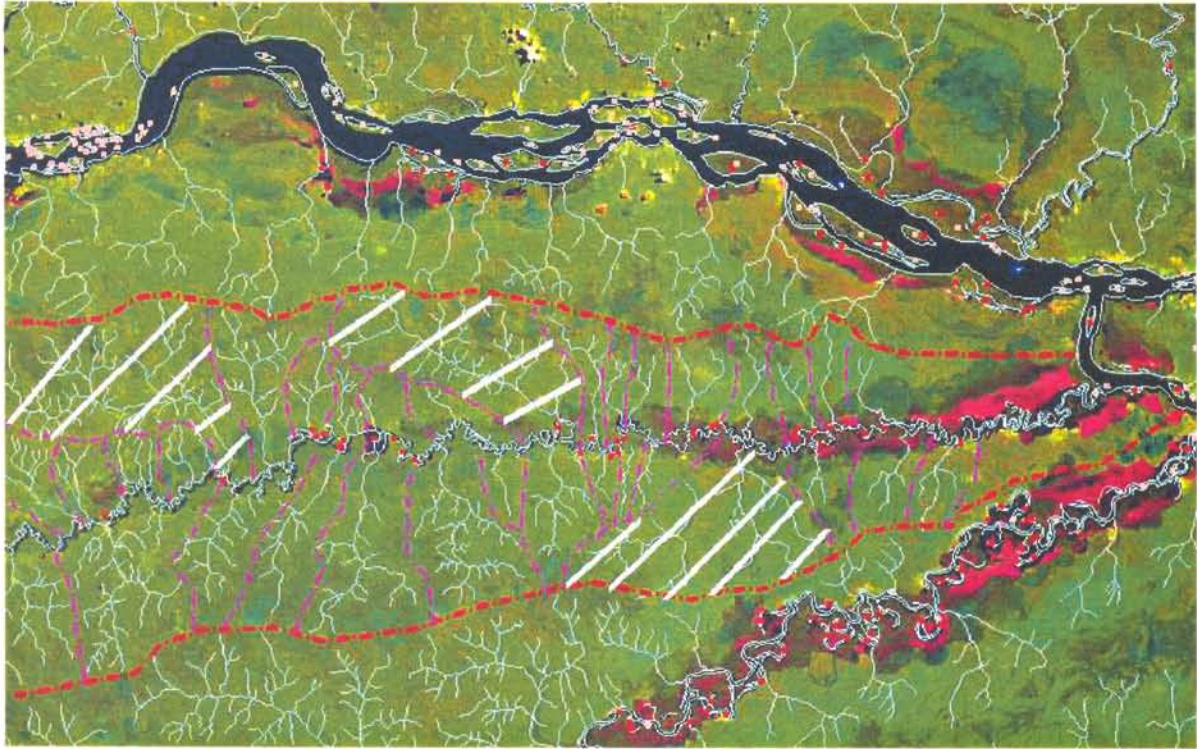


Figura 5.13 – Bacia do rio Têa. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aorox.: 1:1.000.000. Mostrando, em vermelho, a delimitação da bacia do rio Têa e em lilás, os seus *catchments*. As hachuras indicam *catchments* anômalos. Notar o padrão meândrico, em um vale retilíneo, as inúmeras quebras em cotovelo do canal do rio e a desproporcionalidade em relação à sua antiga planície.

Das características apresentadas nota-se que a bacia do rio Têa possui feições anômalas atribuíveis a um controle estrutural (Figura 5.14), destacando-se: 1) presença de um paleovale retilíneo por mais 100 km, ao longo do qual divaga um canal meandrante; 2) este canal meandrante mostra uma sinuosidade representada por trechos alinhados que se quebram em ângulos retos, no interior do paleovale; 3) uma leve assimetria da bacia ; 4) *catchments* anômalos com mudanças no padrão de drenagem; 5) quebras em cotovelo no canal principal e em alguns tributários; 6) mudanças no padrão do canal; 7) longos trechos alinhados tanto no canal principal quanto nos tributários, sendo que nestes se associam fortes assimetrias de vertentes.

O modelo é o de um feixe de alinhamentos de drenagem com orientação geral ENE/WSW a E-W, e que controla a disposição da planície, ou do paleovale do rio Têa. Este alinhamento principal é formado por vários alinhamentos menores, interpretados como falhas ou fraturas orientadas NE-SW e NW-SE inter-relacionadas, configurando um padrão anastomótico. Secundariamente ocorrem alinhamentos de drenagem com orientação NW-SE que controlam os cursos de alguns tributários e provocam fortes assimetrias de *catchments*.

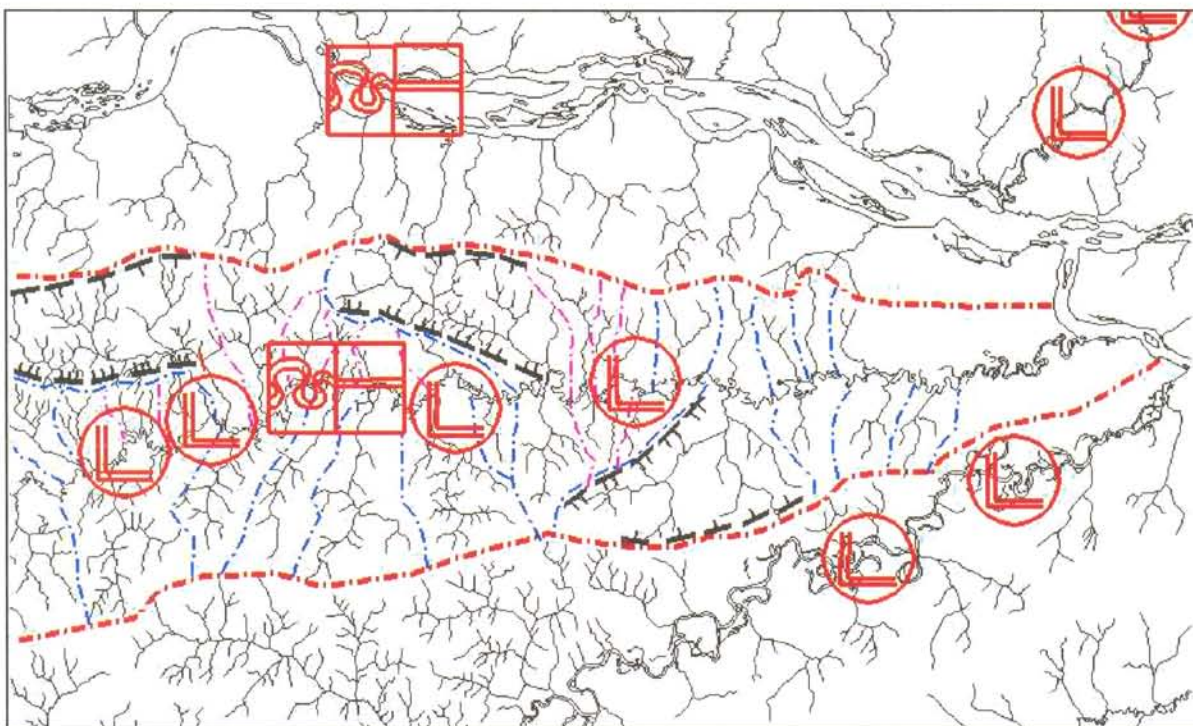


Figura 5.14 - Mapa morfoestrutural da bacia do rio Téa. Convenções conforme figura 2.8, sendo que as formas assimétricas foram caracterizadas nos canais secundários e estão representadas em preto.

O padrão anastomótico do feixe de alinhamentos do vale do rio Téa controla a disposição do canal atual do rio, o qual, por todo o seu curso, apresenta importantes mudanças de direção em ângulos retos, interpretadas como uma adaptação a um padrão de fraturas em degraus (*stepping*), com recobrimento para leste, e orientação NE-SW, que interagem com outras de orientação NWWSE, formando a série de anomalias em cotovelo. Este padrão geométrico e a fraca assimetria da bacia são evidências de que, praticamente, não houve movimentação vertical associada ao alinhamento do rio Téa. Não obstante, os alinhamentos com orientação NO-SE ao longo da zona principal, em muitos casos, apresentam evidências de associação a falhas, com movimentação vertical evidenciada por mudanças no padrão do canal que, localmente, passa de meandrante à retilíneo, e por uma maior assimetria da bacia.

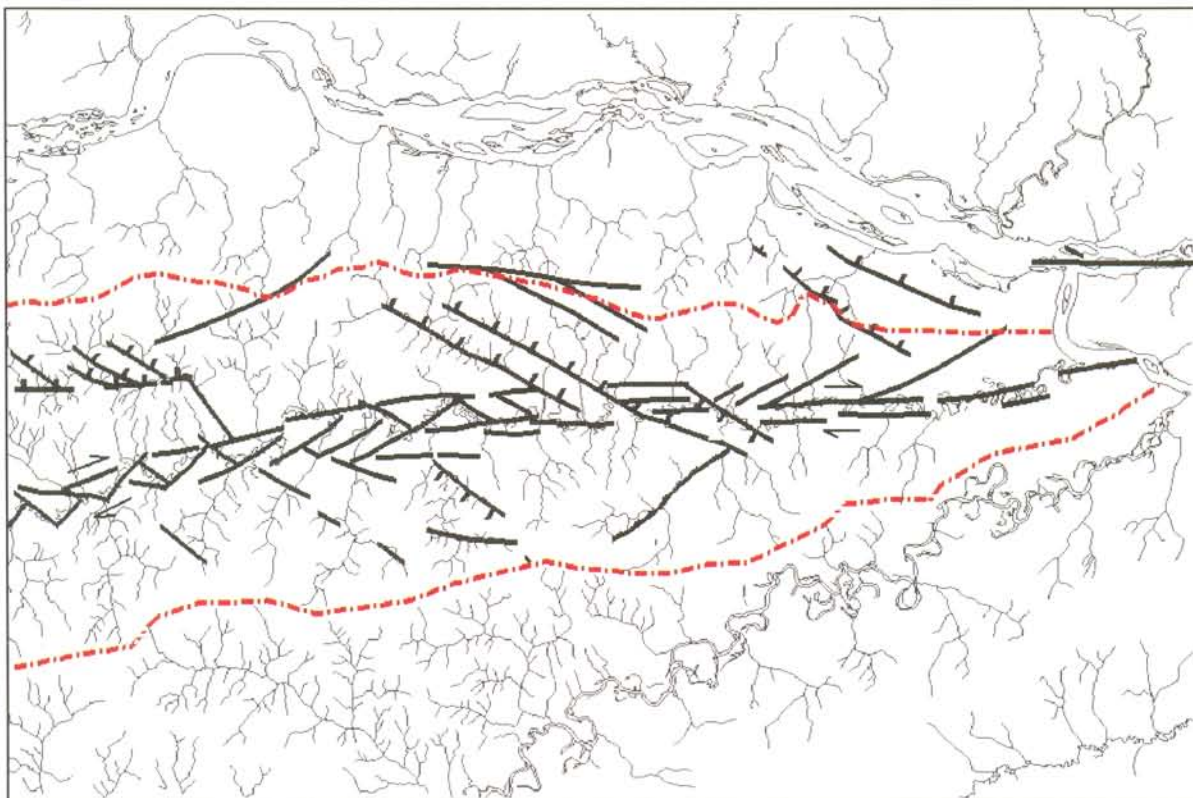
No caso dos *catachments* anômalos, da margem esquerda, o de oeste tem seu canal principal alinhado segundo a direção E-W, com assimetria forte pela margem norte e moderada pela sul. Na outra, o canal principal do *catachment* também se encontra alinhado, desta feita, na direção NW-SE, com assimetria forte pela vertente sudeste e fraca pela noroeste, coincidente com uma grande quebra em cotovelo do canal principal. Tais características conduzem à interpretação

de adaptação desses canais a descontinuidades com movimentação vertical, isto é, associada à zona de falha normal ou inversa, paralela aos canais principais dos tributários que formam os *catachments*. O bloco alto encontra-se ao sul na anomalia do alto curso, e a sudoeste no médio curso.

Na anomalia da margem direita o canal principal encontra-se, em grande parte, alinhado na direção NE-SW, com assimetria fraca pela margem direita e forte pela esquerda, mostrando adaptação desse canal à descontinuidade com movimentação vertical, com bloco alto a nordeste.

Estas características, associadas à geometria absolutamente retilínea de sua planície, são interpretadas como devidas a controle do canal do rio Téa, por feixes de falhas com movimentação principalmente direcional, mas com uma certa componente de mergulho para NW, o que explicaria a leve assimetria da bacia (Figura 5.15). As descontinuidades com movimentação vertical se orientam na direção NW-SE ou E-W, implicando, no caso de falhas normais, em distensão segundo um eixo orientado para NE, e movimentação direcional dextral ao longo do alinhamento do rio Téa. Se forem falhas inversas, o eixo distensivo estaria a NW, com movimentação direcional sinistral ao longo do alinhamento.

No entanto, considerando-se que a orientação do tensor distensivo neotectônico, conforme definido em diversos trabalhos (e.g. Hasui, 1990; Costa et al., 1991 a e b; Cunha, 1991; Costa & Hasui, 1991; Bemerguy & Costa, 1991; Costa et al., 1993, 1995 e 1996; Borges et al., 1995 a e b; Bemerguy et al., 1995; Bemerguy, 1997; Costa & Costa, 1996; Costa, 1996; Bezerra, 1996; Bezerra & Costa, 1996 a e b; Ferreira Júnior, 1996) é NW-SE, a primeira hipótese parece ser a mais coerente. Nesse contexto, o vale do rio Téa parece controlado por um feixe de falhas transcorrentes dextrais com orientação ENE-WSW, com desenvolvimento de falhas normais de orientação NW-SE, e bloco alto a SW e E-W, com bloco alto a S. Estas, no entanto, controlam alguns tributários da margem esquerda desenvolvendo *catachments* anômalos, e provocam quebras em cotovelo no canal principal. A estrutura com orientação NE-SW da margem direita, também com forte movimentação vertical, corresponderia à falhas inversas, ou de rejeito inverso-oblínquo dextral.



**Figura 5.15.** Interpretação estrutural da bacia do rio Téa. Os traços curtos ao longo dos alinhamentos indicam a posição do bloco rebaixado; as setas indicam movimentação direcional dextral.

#### 5.3.1.3. Sub -bacia do Rio Uneiuxi

A bacia do rio Uneiuxi mostra forma alongada na direção NE-SW, onde um vale principal encontra-se alinhado nesta direção, e, nele, divaga um canal fortemente meandrante, mas com largura desproporcional a de seu vale (Figura 5.16). As vertentes são assimétricas, porém esta assimetria é variável ao longo da bacia que mostra uma inversão na relação entre os comprimentos das vertentes. Nesse caso, nota-se que, próximo à foz, a assimetria é moderada pela esquerda e fraca pela direita, e, mais para montante, ocorre o inverso. Esta mudança é acompanhada pela distribuição dos terraços nas margens e, assim, próximo à foz, eles se concentram na margem direita, e, a montante, estão na margem esquerda. Na classificação de Soares et al. (1981 e 1982) ambas as formas de assimetria podem ser classificadas como do tipo ramificada incompleta.

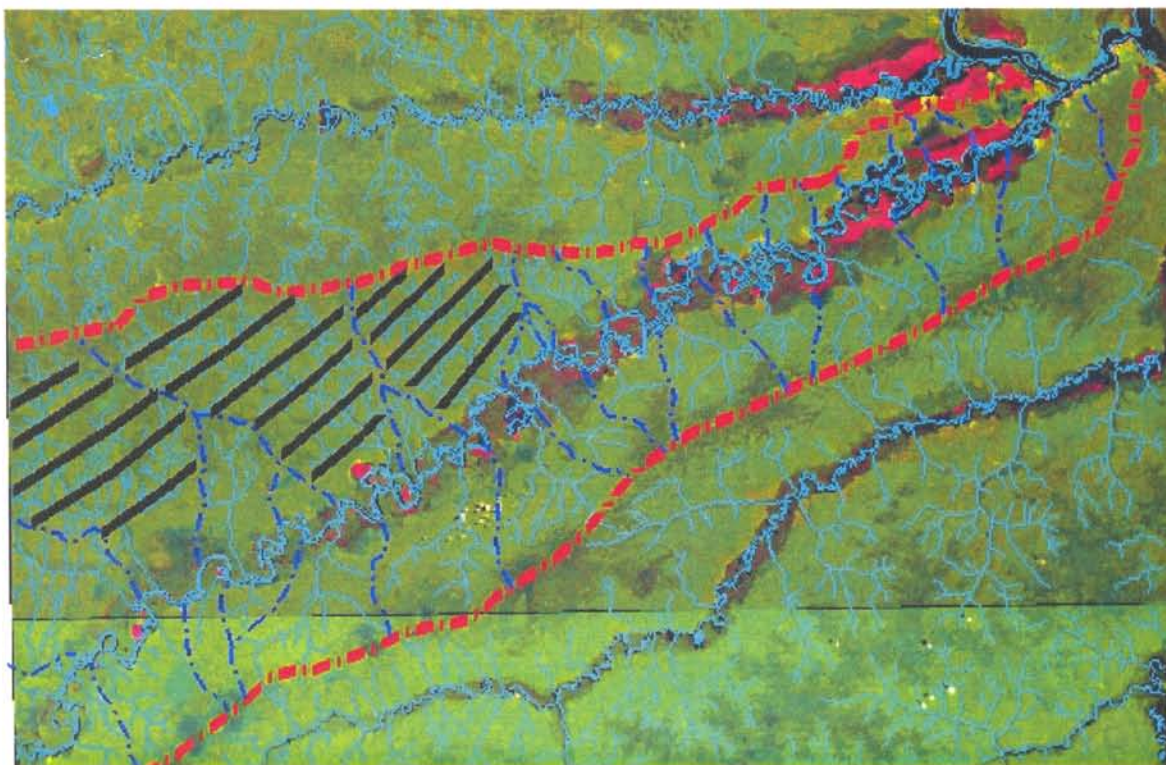


Figura 5.16 – Bacia do rio Uneiuxi. Imagem TM do satélite LANDSAT-5, escala aproximada de 1:1.000.000, mostrando, em vermelho, a delimitação da bacia do rio Uneiuxi e, em azul, os seus *catchments*. As hachuras indicam *catchments* anômalos. Notar o padrão meândrico, em um vale retilíneo, as inúmeras quebras em cotovelo do canal do rio, a desproporcionalidade em relação à sua antiga planície. Os tons de verde mais escuro, nas áreas interfluviais, são antigos lagos inclinados (*tilted lakes*), hoje colmatados e ocupados por vegetação arbórea, mas ainda constituindo áreas alagáveis.

Os divisores apresentam-se grosseiramente paralelos ao canal principal, e mostram-se alinhados por longas distâncias o que, para Deffontaines & Chorowicz (1991), pode ser devido a culminações de blocos basculados. Neles avistam-se Acumulações Arenosas Interfluviais que foram antigos lagos inclinados (*tilted lakes*), hoje colmatados e ocupados por vegetação arbórea, porém preservando áreas alagáveis em seu interior.

O alinhamento do vale confere à bacia como um todo um padrão subtreliça, caracterizado por *catchments* alongados na direção NW-SE, com um pequeno alargamento em direção às cabeceiras. Estes *catchments* são formados por rios de segunda, terceira e, menos comumente, quarta ordem, que denunciam um padrão dendrítico, e, em ambas as vertentes, são praticamente ortogonais ao vale principal, evidenciando uma baixa inclinação da superfície na direção do curso do vale, decorrendo tributários com altos ângulos de junção. Comportamento anômalo em relação ao padrão geral dos *catchments*, pode ser assinalado por três tributários da

margem esquerda, os quais se mostram alinhados na direção NW-SE, com feições de drenagem anelar e moderadas assimetrias de vertentes, indicando movimentação vertical ao longo dos alinhamentos de vales. Em todos os casos ela é fraca pela margem esquerda denunciando rebaixamento do bloco nordeste, com basculamento e adaptação da rede de drenagem no sentido oposto.

A disposição do canal principal, a despeito da sua sinuosidade, mostra muitas curvas em ângulo reto, alternando-se trechos com curvas regulares com outros em que as curvas constituem alinhamentos de drenagem que, no conjunto, se mostram como um feixe de alinhamentos cuja geometria desenha feições anastomóticas típicas de zonas direcionais.

A interpretação geral é a de adaptação do vale principal a descontinuidades de direção NE-SW, que, em face da fraca assimetria, da presença de divisores retilíneos com a presença de lagos colmatados, da distribuição dos terraços, e da geometria do canal principal, é admitida como de caráter direcional, com uma certa componente de rejeito vertical (Figura 5.17). Tais considerações, confrontadas com as evidências observadas na bacia do rio Téa e na calha do rio Negro, levam a admitir movimentação direcional oblíquo-dextral, ao longo do vale do rio Uneixi. Os alinhamentos na direção NW-SE apresentados por alguns afluentes, onde comparecem moderadas assimetrias, drenagem radial, e marcas de paleodrenagem, devem representar falhas normais, com bloco alto a sudoeste dos vales.

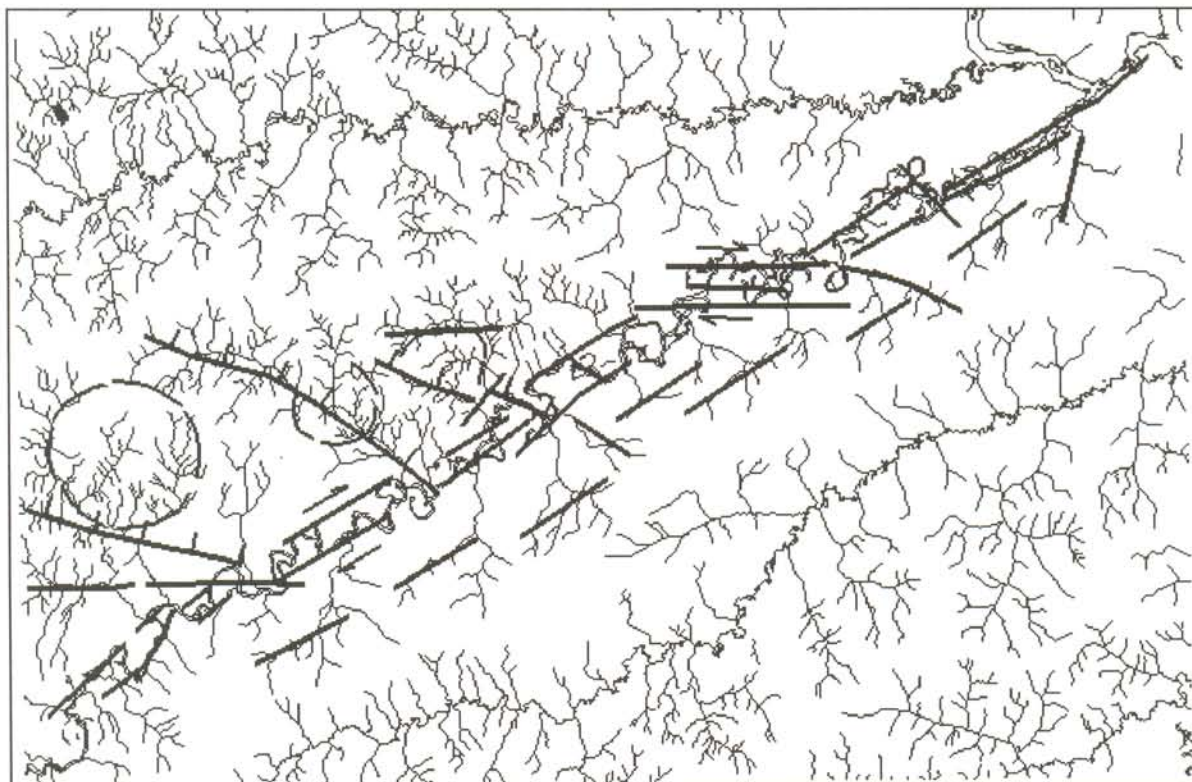


Figura 5.17. Interpretação estrutural da bacia do rio Uneiuxi. Os traços curtos ao longo dos alinhamentos indicam a posição do bloco rebaixado associado a falhas normais (direção NW-SE); notar as feições de drenagem anelar no bloco rebaixado. As setas indicam movimentação direcional dextral (direção NE-SW).

#### 5.3.1.4. Sub-bacia do Rio Aluanã

A bacia do rio Aluanã, da mesma forma que no rio Uneiuxi, apresenta uma forma alongada, dada por uma distância entre os divisores muito menor que o comprimento do seu vale (Figura 5.18). O alongamento do vale se verifica na direção NE-SW, na maior parte do curso, com uma inflexão brusca na direção N-S no seu baixo curso, no que é acompanhado pela bacia como um todo. Em toda a sua extensão a bacia é assimétrica, mas com graus variáveis, estando a vertente mais curta pela margem esquerda e a mais longa pela direita, mostrando trechos em que é fortemente assimétrica, resultando num alargamento na margem correspondente à vertente mais longa. Na classificação de Soares et al (1981), esta assimetria pode ser enquadrada como do tipo ramificada incompleta fortemente estruturada (Figura 5.18)

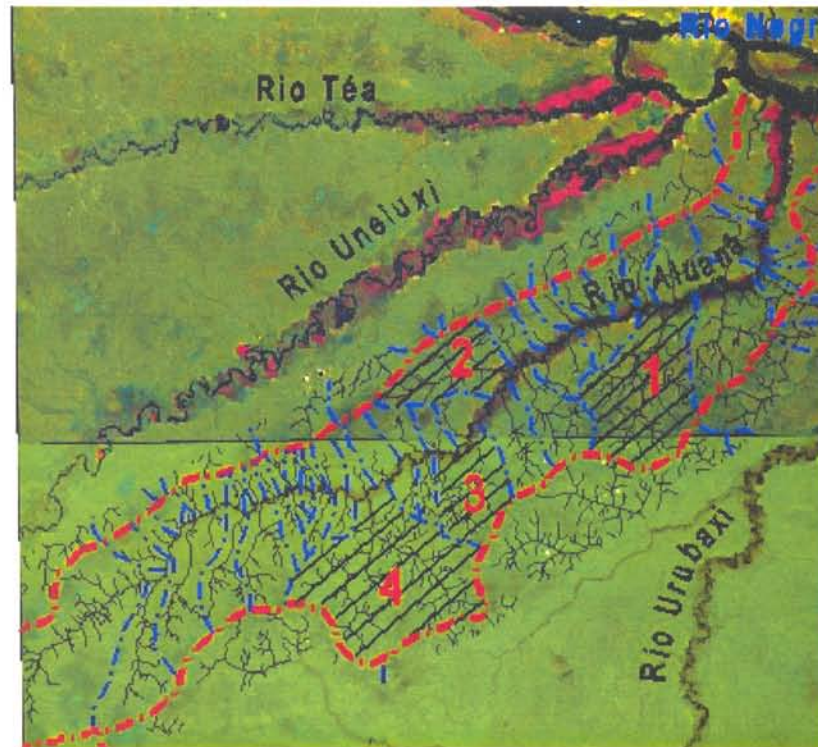


Figura 5.18 – Bacia do rio Aluanã. Imagem TM do satélite LANDSAT-5, escala aproximada de 1:800.000, mostrando, em vermelho, a delimitação da bacia do rio Aluanã e, em azul, os seus *catchments*. As hachuras indicam *catchments* anômalos. Notar as quebras em cotovelo do canal do rio, às quais se associam variações na largura da vertente, e, portanto, do grau de assimetria da bacia. Os números são indicadores para referência no texto.

O padrão de drenagem é caracterizado por um canal principal retilíneo, mas com várias curvas acentuadas para a direita, algumas com ângulos próximos de  $90^\circ$ , e tributários que confluem com altos ângulos de junção em ambas as margens desenhando, no canal principal, um padrão retangular e no conjunto um padrão subtreliça. Trata-se, portanto, de um padrão composto sub-retangular-subtreliça.

Os *catchments* têm formato grosseiramente retangular e disposição submeridiana, mantendo uma largura aproximadamente constante da foz até as cabeceiras. Na margem esquerda variação neste padrão é observada em um tributário que, ao alinhar-se na direção E-W, se alonga e se alarga segundo esta direção, apresentando um formato anômalo em relação aos dos demais tributários desta margem (*catchment* nº 2, Figura 5.18). A assimetria é moderada pela vertente sul e fraca pela vertente norte, indicando rebaixamento pela margem esquerda desse tributário e basculamento para sul.

Pela margem direita do canal principal também existem variações no padrão dos *catachments* associadas a uma maior assimetria do vale como um todo, devido à ocorrência de três *catachments* anômalos (*catachments* “1”, “3” e “4” na figura 5.18). Associam-lhes alinhamentos de tributários e fortes assimetrias de vertentes, bem como sua posição guarda uma clara relação com as bruscas quebras em cotovelo do canal principal. No *catachment* “1” o alinhamento do canal tributário também se faz na direção E-W e a assimetria é forte pela vertente norte e fraca pela sul posição do bloco rebaixado, com desenvolvimento de um feição anelar e radial de drenagem embora do tipo simples incompleta. No *catachment* “2”, há uma inversão dessa assimetria posto que a vertente mais curta e portanto o provável bloco rebaixado encontra-se a norte. Nos demais – *catachments* “3” e “4” da figura 5.18-, os tributários principais encontram-se alinhados na direção SE-NW de forma descontínua devido a incidência de alinhamentos na direção E-W que aparentemente deslocam para a direita o curso de canal principal. Não obstante, a assimetria se dá segundo os alinhamentos NW-SE sendo que, no *catachment* “3”, a vertente mais curta posiciona-se pela margem NE, e, no *catachment* “4”, esta encontra-se a SW, porém com dois alinhamentos paralelos mas igualmente assimétricos (Figura 2.9).

O rio Aluanã, canal principal dessa bacia, atinge a 5ª ordem na classificação de Strahler (1952), e apresenta um padrão meândrico que, no entanto, divaga em um vale absolutamente retilíneo, que por longo trecho direciona-se NW-SE, adquirindo uma conformação N-S no baixo curso, devido ao controle por alinhamentos com essa direção. Neste trecho do baixo curso há um sensível alargamento do canal, e a presença de áreas colmatadas pela margem esquerda próximas à foz parece indicativo de um antigo lago represado (*ponded lake*). Não se verifica mudanças significativas no padrão desse canal embora, em face da irregularidade do meandramento, apresente trechos ora mais ora menos sinuosos. O divisor da vertente mais curta apresenta-se alinhado por mais de 140 km, e o da mais longa, em face das variações de assimetria da bacia, e da ocorrência dos *catachments* anômalos, mostra-se sinuoso, mas com segmentos retilinizados. Em ambos os divisores comparecem “paleolagos” inclinados colmatados e já ocupados por vegetação arbórea, sendo que no divisor da vertente esquerda – mais curta – associam-se a essas formas inúmeras marcas de paleodrenagem (Figura 5.19)

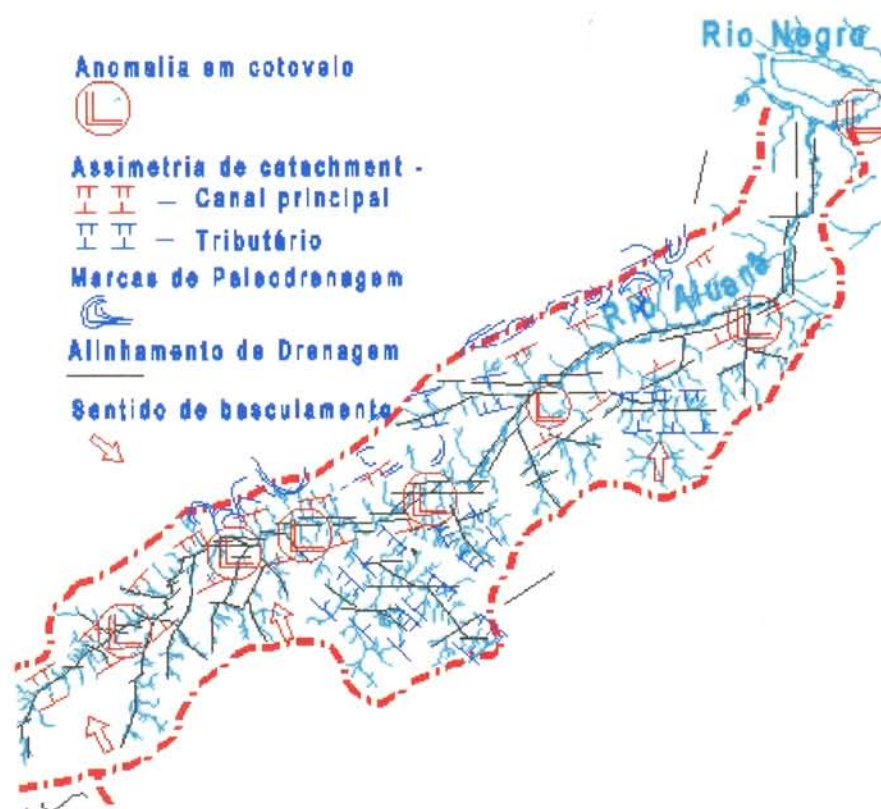


Figura 5.19 – Mapa morfoestrutural da bacia do rio Aluanã

O quadro morfoestrutural descrito permite a interpretação de que a bacia do rio Aluanã tem seu canal principal controlado por alinhamentos estruturais de direção NE-SW, na maior parte de seu curso, os quais são deslocados por alinhamentos de direção E-W que controlam a distribuição e provocam trechos retilíneos de alguns dos principais tributários. A forma alongada da bacia, a presença de divisores retilíneos, o padrão anastomótico dos alinhamentos de drenagem, a presença de “paleolagos” inclinados em posição interfluvial, com inúmeras marcas de paleodrenagens, são evidências desse controle por estruturas tectógenas. Considerando-se que este quadro não difere, em essência, daquele descrito para as bacias dos rios Téa e Uneixi, admite-se que tal controle é exercido por falhas transcorrentes dextrais com um significativo componente de movimentação vertical, o que explicaria a sua evidente assimetria (Figura 5.20). Tratam-se de falhas transcorrentes de rejeito oblíquo dextral, faltando elementos para definir se a sua geometria é dada por falhas normais ou inversas. Em qualquer caso, a componente direcional deve ser mais

significativa, tendo em vista a alta razão entre o comprimento da bacia e a sua largura (Figura 5.20).

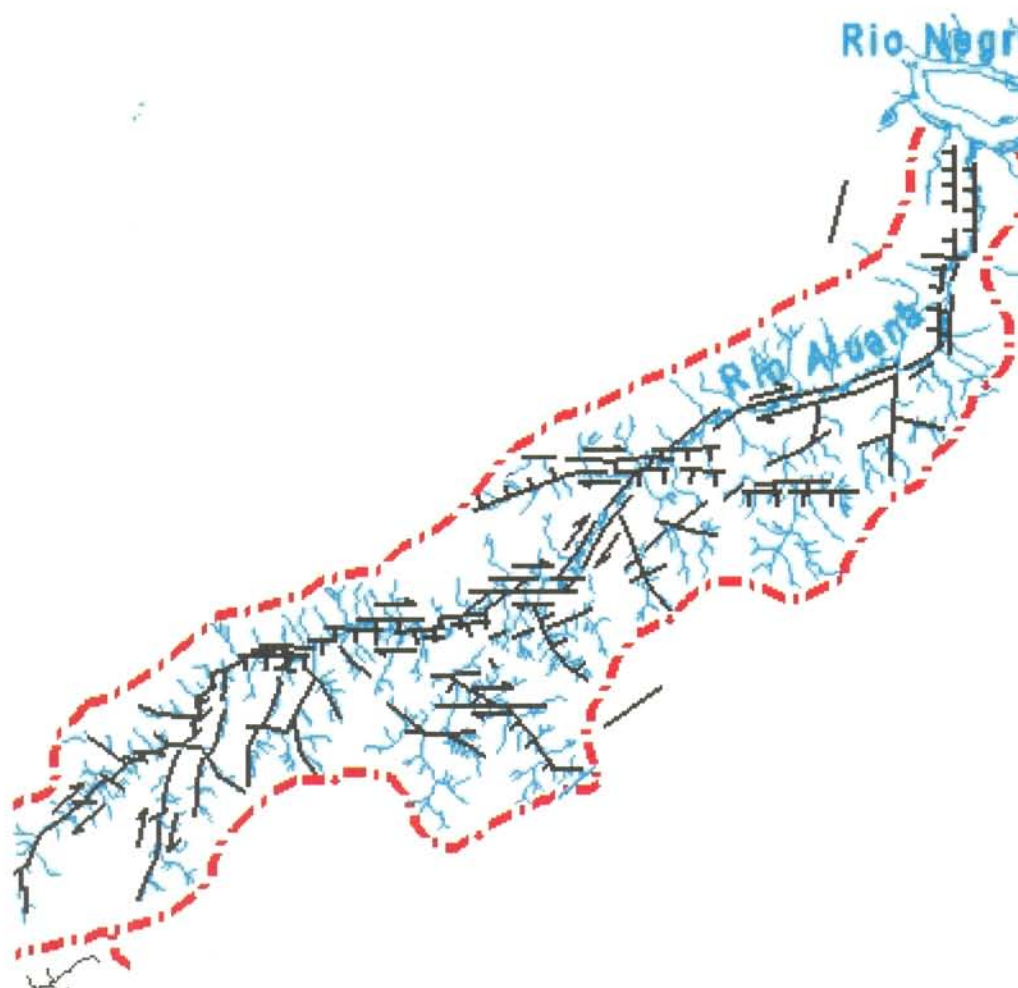


Figura 5.20 - Interpretação estrutural da bacia do rio Aluanã. Os traços curtos ao longo dos alinhamentos indicam a posição do bloco rebaixado associado a falhas normais (direção NW-SE e E-W). As setas indicam movimentação direcional dextral (direção NE-SW).

No que se refere aos alinhamentos de direção E-W, observa-se que o deslocamento impresso ao canal principal, em todos os casos, se faz para a direita, conduzindo à interpretação de que estes alinhamentos devem representar transcorrências dextrais. Por outro lado, em face das assimetrias de vertentes que se configuram ao longo dessas transcorrências, tanto nos domínios dos tributários como nas quebras em cotovelo do canal principal, estas estruturas de direção E-W devem representar falhas de rejeito normal-oblínquo dextral, com planos empinados ora para N ora para S (*catachments* “1” e “2” da figura 5.18 respectivamente). Os *catachments* “3” e “4” da figura 5.18, em face do

alinhamento do canal principal e da assimetria de suas vertentes, são controlados por falhas normais de direção NW-SE e planos mergulhando para SW, no caso da anomalia “4”, e para NE no da anomalia “3” (Figura 5.18).

Os alinhamentos que provocam a brusca inflexão do canal principal, em seu baixo curso, para a direção N-S devem representar falhas normais com bloco baixo a oeste, tendo em vista a presença de terraços na margem esquerda e o alargamento do canal na direção leste, conforme indicam as áreas colmatadas na margem direita. Esta interpretação é corroborada pela observação de um padrão de drenagem palimpsesto na bacia do rio Urubaxi, vizinha a leste da bacia em discussão, evidenciando soerguimento naquela direção.

#### 5.3.1.5. Sub-bacia do Rio Urubaxi

A bacia do rio Urubaxi mostra um comportamento diverso do apresentado pelas demais sub-bacias do rio Negro discutidas até aqui. Embora também de forma alongada, este alongamento se apresenta segundo NNE-SSW, e a razão entre comprimento e largura das vertentes é menos desproporcional que as anteriores, com a bacia se definindo em sua plenitude nos limites da área investigada (Figura 5.21). São abundantes as marcas de paleodrenagem na forma de paleovales, diques e lagos de meandro colmatados e, por toda a extensão do vale, ocorrem terraços dissecados de um sistema de drenagem mais vigoroso que o atual.

A geometria assimétrica também se verifica em toda a extensão do vale, e é provocada tanto por alinhamentos de direção N-S, que controlam a disposição do canal principal, como também e, principalmente, por alinhamentos de tributários ora na direção NE-SW - nesse caso concordante com os eixos das bacias Uneiuxi e Aluanã, ora para NW-SE, e também, muito freqüentemente na direção E-O

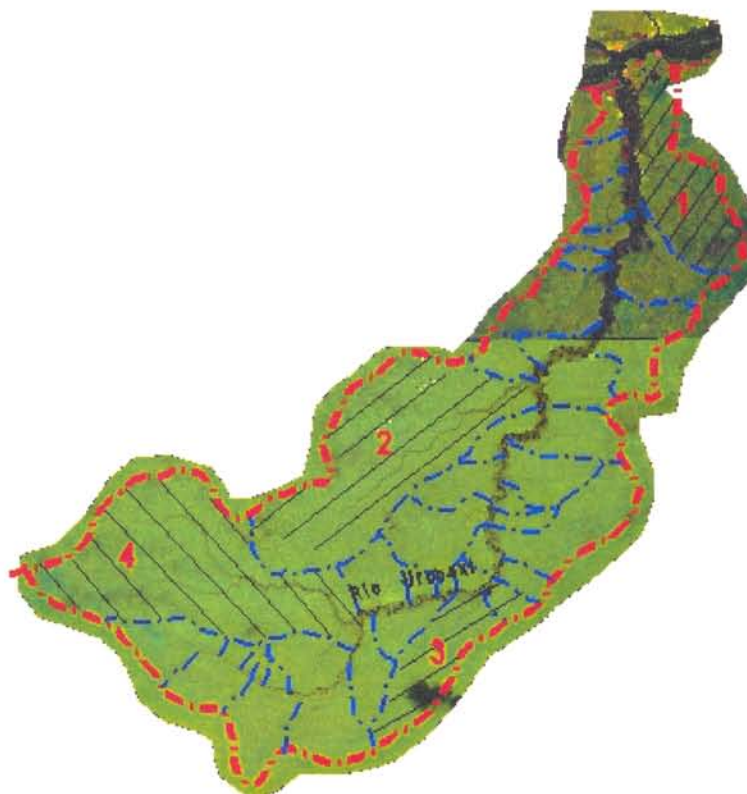


Figura 5.21- Bacia do rio Urubaxi. Imagem TM do satélite LANDSAT-5, escala aproximada 1:800.000, mostrando, em vermelho, a delimitação da bacia do rio Urubaxi e, em azul, os seus *catchments*. As hachuras indicam *catchments* anômalos. Os números são indicadores para referência no texto

A assimetria, que tem por eixo o canal principal, possui escalonamento de vertentes desenhada por trechos em que a vertente mais longa se encontra pela margem direita – caso do trecho entre a foz e a localidade de São Luiz, e entre Sucuriçu e Umarizal - que se alternam com outros trechos em que a mesma se posiciona pela margem esquerda – trecho São Luiz - Sucuriçu. As variações nesse comportamento assimétrico ocorrem sempre a jusante ou a montante de alinhamentos E-W ou NE-SW.

O padrão de drenagem da bacia, no geral é classificado como retangular-angulado, posto que os vales, tanto do canal principal quanto dos tributários, normalmente retilíneos, apresentam curvas acentuadas em ângulo reto, e o ângulo de junção entre os mesmos é agudo com os tributários que se alinham NE-SW, e reto com os alinhados E-W, havendo pelo menos um caso de junção em ângulo obtuso.

Um aspecto interessante nessa bacia é a significativa incidência de marcas de paleodrenagem, paleomeandros e paleovales colmatados em ambas as margens, e de terraços pleistocênicos ao longo de, praticamente, todo o curso do canal principal. As marcas de paleodrenagem e os paleovales, que incidem sobre os terraços e sobre a Formação Içá, configuram um padrão palimpsesto indicativo da existência de antigo sistema de drenagem abandonado, e que, a julgar pelas dimensões das curvas de meandro, tinha um fluxo e uma dinâmica muito mais enérgicos que o atual (Figura 5.22).

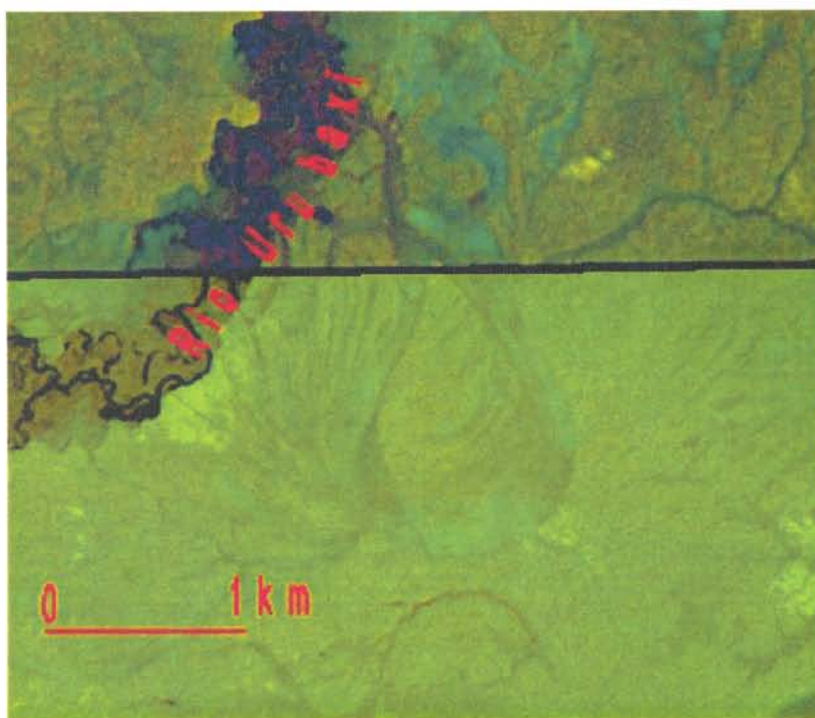


Figura 5.22 –Marcas de paleomeandro e paleovales na margem direita do rio Urubaxi .

A disposição e forma dos *catachments* não seguem um padrão geométrico e são dependentes do comportamento do canal principal e dos tributários, mas alguns chamam atenção por exibirem dimensões desproporcionais ao do conjunto e, portanto, considerados anômalos. Na figura 5.21 encontram-se numerados de 1 a 5 para referência no texto.

Os *catachments* de nº “1” e “4” têm o canal principal alinhados segundo a direção NW-SE e se posicionam pela margem direita do rio Urubaxi. Ambos são assimétricos, sendo que o primeiro possui a vertente mais curta pela margem direita, onde ocorrem paleovales colmatados e marcas de paleodrenagem, e, na mais longa, avistam-se lagos inclinados preservados. O alinhamento do coletor secciona o canal principal, do rio Urubaxi, controlando o seu curso e imprimindo um ligeiro deslocamento no seu vale. No de número 4 o canal principal, inicialmente alinhado na direção N-S, sofre uma brusca inflexão para a direita segundo alinhamento de direção E-W, a partir do qual adquire a direção NW-SE que controla a disposição do *catachment*.

Os *catachment* “2” e “3” são alongados na direção NE-SW seguindo o alinhamento do coletor. No primeiro não se observa assimetria de drenagem, mas em sua projeção para nordeste provoca uma brusca inflexão para a direita na planície do rio Urubaxi, com desenvolvimento de lagos a montante e terraços a jusante. No segundo (*catachment* de nº 3 na figura 5.21) o canal coletor mostra um curso retilíneo por cerca de 50 km porém, com diversas anomalias em cotovelo, provocadas por alinhamentos de direção E-W. Apresenta forte assimetria pela vertente sudeste onde se formaram terraços na confluência com o rio Urubaxi. Finalmente tem-se o *catchment* identificado com o número “5” na figura 5.21, que responde por uma inflexão para nordeste das cabeceiras da bacia, devido à incidência de alinhamentos de direção E-W e NW-SE com forte assimetria de vertentes. Por toda a região das cabeceiras, o canal principal do rio Urubaxi é ladeado por imponentes terraços dissecados.

O rio Urubaxi atinge a 5ª ordem na classificação de Straller (1952) e a exemplo dos demais afluentes do rio Negro já descritos, também exhibe um padrão meandrante inserido em um vale retilíneo, com dimensões desproporcionais em relação ao canal atual. Desde a foz até próximo às cabeceiras o seu vale alinha-se na direção N-S, mas com diversas curvas bruscas para a direita, devido a interferência de alinhamentos ora de direção E-W ora NE-SW, que também provocam a formação dos *catachments* anômalos e alinhamentos de tributários. No primeiro

trecho, próximo a foz no rio Negro, observa-se um alargamento do vale com o meandramento desenhado por segmentos que se alinham para NW-SE e NE-SW, formando um padrão escalonado de alinhamentos ao longo do canal. Em todo o curso são comuns feições como estreitamento de meandros e meandros abandonados formando lagos, e meandros colmatados.



Figura 5.23 – Interpretação estrutural da bacia do rio Urubaxi. Os traços curtos ao longo dos alinhamentos indicam a posição do bloco rebaixado associado a falhas normais (direção N-S e NW-SE) ou falhas de rejeito normal-oblínquo dextral (direção E-W). As setas indicam movimentação direcional dextral (direção NE-SW).

Os divisores, principalmente o da vertente da margem direita, apresentam longos trechos retelinizados. Estes trechos são interrompidos por alargamentos da bacia, produzidos por alinhamento de tributários que induzem a uma maior assimetria. Em ambos os divisores comparecem “paleolagos” inclinados colmatados (seriam os *tilted lakes* de Dumont, 1993, colmatados) e ocupados por vegetação arbórea.

O quadro estrutural configurado (Figura 5.23), portanto, mostra a existência de alinhamentos de drenagem de direção N-S que controlam o médio e o baixo curso do canal principal do rio Urubaxi, seccionados e deslocados por outros de direção NE-SW, NW-SE e E-W. O grande número de marcas de paleodrenagem e de terraços, ao longo da bacia, apontam para eventos com movimentação vertical ao longo do seu eixo. As acentuadas quebras em ângulo reto do canal principal, ao longo de alinhamentos E-W e NE-SW, devem representar movimentação principalmente direcional. Nesse contexto, os alinhamentos de direção N-S são interpretados como segmentos transtensivos gerados pela interação entre os vários feixes direcionais. Como as voltas anômalas do canal sempre se fazem para a direita, esta movimentação direcional foi essencialmente dextral, caracterizando os elementos que compõem os alinhamento E-W e NE-SW como falhas transcorrentes dextrais. Este quadro explica as variações na posição da assimetria ao longo do eixo da bacia, já que os segmentos transtensivos ora geraram falhas normais com planos mergulhando para leste - caso do trecho entre a foz e a localidade de São Luiz, onde a vertente mais longa encontra-se pela margem direita do canal principal - ora para oeste, como entre São Luiz e Sucuriçu onde tal vertente se posiciona pela margem esquerda.

No alto curso, o rio passa a ser controlado por alinhamentos de direção NW-SE e E-W. Os de direção NW-SE são interpretados como falhas normais com mergulho para SW, enquanto que àqueles de direção E-W, como falhas de rejeito normal-oblínquo dextral, com planos mergulhado para S. Estas falhas provocaram a migração acentuada do canal do rio para norte e formação de extensos terraços ao sul dos alinhamentos. Diante desse quadro, os alinhamentos de tributários com direção NW-SE também são interpretados como falhas normais que mergulham tanto para NE (*catachment* “1” da figura 5.21) quanto para SW (*catachment* “3” da mesma figura).

#### 5.3.1.6. Sub-bacias da Margem Direita no Trecho Foz do Rio Urubaxi – Foz do Rio Paduari.

Tratam-se de três sub-bacias posicionadas neste trecho, onde os cursos do canal coletor encontram-se instalados sobre marcas de paleodrenagem. É uma área em um estágio inicial do desenvolvimento da drenagem, aparecendo os padrões: amorfo palimpsesto e lagunado. Os *catchments* mostram-se alongados na direção N – S, seguindo o caimento topográfico em direção ao rio Negro. Os canais, aparentemente, não apresentam controle estrutural, a despeito da forte assimetria mostrada pelo canal de leste.

A grande incidência de marcas de paleodrenagem e de paleovales que caracterizam o padrão palimpsesto, de lagos, alguns em processo de colmatagem onde se avista uma vegetação campestre a arbustiva, bem como o posicionamento entre os alinhamentos que controlam os cursos dos rios Negro, Urubaxi e Cuiuni, indicam tratar-se de uma área sujeita à soerguimento com basculamento para sul em direção ao rio Negro.

#### 5.3.1.7. Sub-Bacias da Margem Esquerda

As sub-bacias da margem esquerda do rio Negro, no trecho foz do Cauaburi-foz do Paduari, compreendem aquelas formadas pelos rios Cauaburi, Abuará, Inambu, Marauíá, Daraã e Paduari. Com exceção da bacia do Paduari, que é totalmente desenvolvida sobre a Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro, as demais drenam, além dos sedimentos dessa cobertura, terrenos de rochas ígneas e metamórficas proterozóicas.

Todas apresentam um padrão de drenagem retangular-angular, desenhado por coletores alinhados com quebras em ângulo reto ou agudo associadas a alinhamentos de tributários. As bacias dos rios Abuará e Cauaburi se destacam em relação às demais bacias pela largura do *catchment* já que naquelas são estreitos e alongados na direção N-S.

No tocante à bacia do rio Abuará, parcialmente discutida no item referente à calha do rio Negro, o canal principal encontra-se alinhado na direção NW-SE por cerca de 30 km até a foz no rio Negro, com este controle projetando-se pela calha desse rio e direcionando seu curso por mais de 50 km para jusante. Na margem esquerda do rio Negro são vistos terraços escalonados e indicando basculamento dessa margem do rio para sul. Esta interpretação é corroborada pela forte assimetria do rio Abuará, com vertente curta pela margem direita e longa pela esquerda,

indicando adaptação do rio a um plano de falha normal inclinado para nordeste, posição do bloco rebaixado, e que corresponde à citada margem basculada do rio Negro. No sentido sul correm os rios Inambu, Marauíá e Daraã obedecendo à declividade produzida pelo basculamento mas adaptados a alinhamentos com direção N-S, deslocados em alguns trechos por outros de direção E-W e NW-SE, estes paralelos à falha do rio Abuará.

A bacia do rio Padauri tem dois coletores principais que são o rio Padauri e o rio Preto, seu afluente pela margem direita (Figura 5.24) . Ambos apresentam-se meandantes e encontram-se instalados em um paleovale, cujas dimensões são muito superiores às dos seus canais atuais, caracterizando-os como rios inadaptados. O rio Padauri adentra a área investigada com o curso geral alinhado na direção E-W até a foz do rio Preto, onde inflexiona bruscamente para sul.

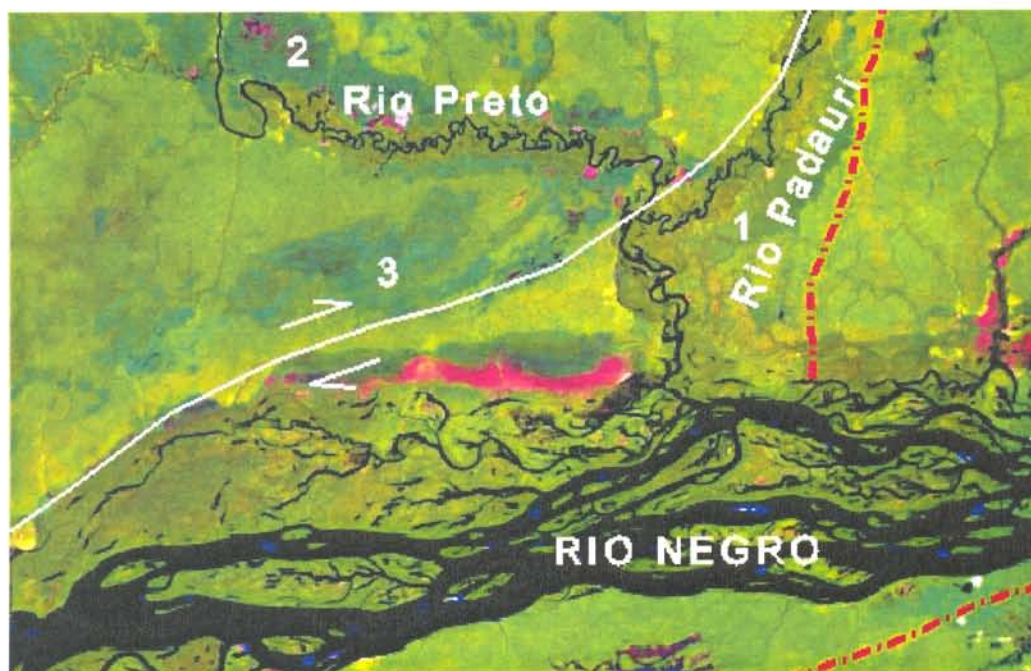


Figura 5.24 – Região do rio Negro na confluência com o rio Padauri. Imagem TM-5, escala aproximada 1:300.000. Rios Padauri e Preto instalados em paleovales com larguras desproporcionais à dos canais atuais e identificados com os número 1 e 2 respectivamente. Ao sul do rio Preto avista-se um paleovale abandonado (3) que aparentemente se juntava com o “paleoriopreto” para formar o “paleopadauari”. Observar o deslocamento desse paleossistema de drenagem por falha transcorrente dextral de direção NE-SO.

O rio Preto, por sua vez, adentra a área segundo uma direção N-S por cerca de 6 km, mostrando o padrão de canal retilíneo, e bruscamente adquire a direção E-W e um padrão meândrico, até a confluência com o Padauari. Ao sul do rio Preto, avista-se um paleovale com dimensões comparáveis aos que abrigam os canais desses rios (Figura 5.24). Este paleovale juntava-se com o do rio Preto para o formar o paleovale que abriga o atual canal do rio Padauari, formando um sistema de drenagem que drenava a região para NE. Este paleossistema é afetado por falha transcorrente dextral que desloca o “paleopadauari” para sudoeste e os demais paleovales para nordeste (Figura 5.24).

O quadro estrutural apresentado pelas bacias da margem esquerda do rio negro no trecho foz do Cauaburi-foz do Padauari, mostra um domínio situado da bacia do rio Daraã para oeste, incluindo portanto as bacias dos rios Inambu, Marauíá e Abuará, onde o controle estrutural da rede de drenagem é exercido por falhas normais orientadas NW-SE e planos mergulhando para norte com basculamento para sul. A falha do rio Abuará exerce forte controle sobre o curso do rio Negro da confluência para jusante, e os canais principais das demais bacias estão adaptados a descontinuidades de direção N-S, deslocadas localmente por falhas E-W sinistrais e dextrais.

A leste da bacia do Daraã predominam falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW e falhas de direção E-W, que controlam o curso do rio Preto. Nesta região encontram-se registros de um paleossistema de drenagem que corria para NE e que é deslocado pelas falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW.

### **5.3.2. Trecho Foz do Rio Padauari-Foz do Rio Branco**

#### **5.3.2.1. A Calha do Rio Negro**

O rio Negro neste trecho mostra-se fisiograficamente muito diferente do trecho anterior. Desde um pouco a jusante da foz do rio Urubaxi sofre uma sensível mudança no padrão do canal que se alarga e passa progressivamente de retilíneo para entrelaçado, inicialmente na direção NE-SW, ainda sob o controle dos alinhamentos que se projetam da margem esquerda. Pouco a jusante da foz do rio Padauari, sua direção muda bruscamente para NW-SE e adquire definitivamente o padrão entrelaçado. Nesse contexto o canal do rio Negro se subdivide em

vários canais que contornam um complexo de ilhas alongadas de formação recente, contendo lagos em seu interior e separadas por furos estreitos.

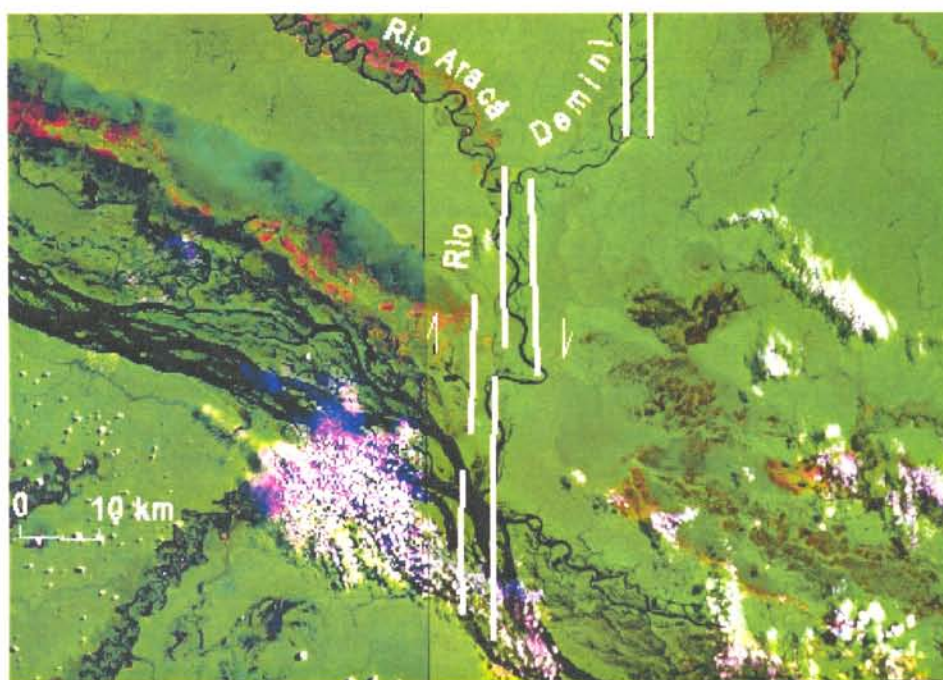
A mudança de um padrão retilíneo para um entrelaçado, de acordo com Schumm (1986), é devida a um aumento do gradiente ou declividade do canal que é acompanhada de menor estabilidade relativa, e de um aumento na razão entre a carga total e a carga de fundo, na velocidade do fluxo, no tamanho do sedimento transportado e no poder de transporte do canal. Por todo o trecho o rio apresenta a margem direita escarpada e na margem esquerda aparecem terraços escalonados.

A presença dos terraços escalonados em sua margem esquerda e ausência na direita, onde se formam barrancos escarpados, são evidências de que o rio Negro migrou cerca de 20 km na direção SE, o que é atribuído por Costa et al. (1978) a movimentos de bascula que também responderia pela forte assimetria existente entre as bacias do rio Negro e rio Solimões. Além dessas feições, Costa et al. (op. cit.) relacionam ainda a presença de foz afogada em quase todos os afluentes do rio Negro como evidências de uma origem tectônica para o padrão entrelaçado – erroneamente considerado como anastomótico pelos autores – , bem como para a própria foz afogada desses afluentes. Nesse contexto, o aparecimento de rias originadas por tectônica nas duas margens, os níveis de terraços, os falhamentos direcionando o curso e a assimetria da bacia em relação ao rio Solimões, seriam evidências de que o rio Negro em determinados trechos foi submetido a controle tectônico, mais precisamente através de falhas com a geometria de um *rift-valley* (Costa et al., 1978).

No entanto, o controle estrutural do rio Negro nesse trecho, embora evidente, precisa ser mais bem discutido. A migração do seu canal para sudeste com desenvolvimento de margem direita escarpada e terraços pela margem esquerda, aliada à brusca mudança no padrão do canal, de fato apontam para um controle através de falhas normais com planos mergulhando para NE. Como o escalonamento dos terraços se faz para sudeste, as estruturas evoluíram nesta direção por soerguimento do piso e colapso progressivo da capa de falhas normais orientadas NW-SE. Não há como explicar a assimetria entre as bacias dos rios Negro e Solimões através de falhas com esta geometria, já que para haver este relacionamento tais falhas teriam que ter mergulho para SW. Tal assimetria, conforme será discutido adiante, também é relacionada a falhas com a mesma direção dessas do rio Negro, mas com planos mergulhando em sentido contrário. Por

consequente, o padrão morfológico do rio Negro e a assimetria entre as duas bacias são relacionadas a estruturas com geometrias diferentes e formadas em eventos distintos tanto no tempo como no espaço.

O rio Demini, que conflui ao rio Negro, aproximadamente na metade desse trecho, apresenta seu curso adaptado a alinhamentos de direção N-S que seccionam transversalmente o rio Negro e imprimem um deslocamento para sul à jusante do alinhamento, tanto do canal principal quanto dos terraços da sua margem esquerda. (Figura 5.25)



**Figura 5.25 – Rio Negro região da foz do rio Demini. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada de 1:1.000.000. Deslocamento do canal e dos terraços da margem esquerda pelo alinhamento do rio Demini de direção N-S.**

Esta mesma situação se verifica a jusante da foz do rio Branco, que tem seu curso e de vários de seus afluentes adaptados a alinhamentos de direção N-S por todo o trecho em que drena a área pesquisada, os quais também imprimem deslocamento dextrais no canal do rio Negro, mormente no trecho que vai da foz até o Arquipélago de Anavilhanas.

Diante do exposto, conclui-se que o rio Negro, entre a foz do rio Paduari e a foz do rio Branco, encontra-se adaptado a um feixe de falhas normais de direção NW-SE com planos mergulhados para NE, as quais são seccionadas e deslocadas por falhas transcorrentes dextrais de direção N-S, que também controlam o curso do rio Demini e toda a bacia do rio Branco. Tratam-

se de estruturas geradas em uma cunha transtensiva, pela interação entre feixes paralelos de falhas transcorrentes dextrais, ou de rejeito oblíquo dextral de direção N-S, com feixes também transcorrentes dextrais de direção NE-SO, que controlam a disposição dos vales e dos elementos de relevo da bacia do rio Negro, entre a foz do rio Cauaburi e a foz do Paduari. Nesta bacia procedeu-se a sedimentação da Cobertura Sedimentar do Rio Branco – Rio Negro.

#### 5.3.2.2. Sub-Bacia do Rio Demini

O rio Demini, afluente do rio Negro pela margem esquerda, adentra a área pesquisada adaptado a um vale retilíneo de direção N-S, por cerca de 40 km, inflectindo a partir daí para a direita segundo uma direção E-W, por cerca de 15 km, adquirindo novamente a direção N-S até a foz no rio Negro. O rio Negro neste ponto apresenta um deslocamento para sul, coincidente com a projeção do alinhamento do rio Demini, conforme já discutido. Na metade de seu curso, neste trecho, recebe pela margem esquerda o rio Araçá, que também se encontra adaptado a um vale retilíneo, porém na direção NW-SE, mesma do rio Negro, com forte assimetria de vertentes, estando a mais longa posicionada a norte, e formação de terraços pela margem esquerda (Figura 5.26).

O padrão de drenagem na bacia, como um todo, é amorfo-multibasinal, caracterizado por uma drenagem indefinida, formando um complexo de canais interconectados que se ligam à drenagem principal sem formar interflúvio, ou que nascem em lagos inclinados (*tilted lakes*), indicando áreas sujeitas a soerguimentos ou rebaixamentos. O canal principal apresenta um padrão meandrante irregular com terraços recentes posicionados na margem esquerda.



Figura 5.26 – Sub-bacia do rio Demini. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:1.000.000. Notar os alinhamento dos vales com terraços pela margem esquerda, o padrão amorfo com uma série de canais interconectados, e a natureza multibasinal do interflúvio onde comparecem lagos inclinados (*tilted lakes*)

Considerando-se as evidências discutidas no item anterior, a interpretação estrutural, é de uma adaptação do canal do rio Demini a falhas transcorrentes dextrais, ou oblíquo dextrais de direção N-S, as quais são deslocadas por falhas também dextrais de direção E-W, formando o cotovelo da foz do rio Aracá (Figura 5.26). Este rio, por seu turno, tem seu curso retilíneo e paralelo ao do rio Negro, evidenciando o seu controle por falhas normais cogenéticas, com plano mergulhando para NE, o que imprimiu o basculamento da vertente esquerda para SW, com desorganização da drenagem. Falhas paralelas devem provocar o desenvolvimento de áreas embaciadas em posição interfluvial, onde se preservam lagos inclinados.

### 5.3.2.3. Sub-bacia do Rio Jufari

Esta bacia guarda muitas semelhanças com a anterior. Ela também apresenta um padrão de drenagem amorfo-multibasinal, sendo que o seu canal principal mostra vários trechos adaptados a alinhamentos de direção NW-SE, em um padrão escalonado, com fortes assimetrias de vertentes, sendo as mais longas sempre posicionadas pela margem esquerda, ou seja, a NE. No último trecho o alinhamento se estende por mais de 80 km, com o canal bordejando os terraços do rio Negro pela margem direita, enquanto que, pela esquerda, desenvolvem-se terraços do seu

próprio canal, indicando uma contemporaneidade na formação do padrão estrutural que controla os dois rios. Para noroeste este alinhamento se mantém controlando canais tributários, segundo uma direção coincidente com a direção do rio Aracá, discutido no item anterior.

A bacia do rio Jufari, portanto, também é controlada por feixes de falhas normais de direção NW-SE com mergulho para nordeste e padrão *en-echellon*, que respondem pelas assimetrias de vários trechos da bacia e pelo desenvolvimento de terraços pela margem esquerda, e de lagos inclinados em posição interfluvial.

#### 5.3.2.4. Sub-bacia do Rio Branco

A sub-bacia do rio Branco, na verdade, é formada por três canais principais que formam os rios Branco, Xeruíni e Itapará, os quais drenam a área pesquisada, segundo um fluxo na direção N-S. Os canais possuem curso retilíneo segundo essa direção e não desenvolvem *catachments* mas se ligam através de um série de furos e paranás formando um padrão de drenagem amorfo (Figura 5.27). O direcionamento N-S é localmente deslocado por alinhamentos E-W.

O rio Xeruíni, pela margem direita, e o Itapará pela esquerda, em seus baixos cursos, ocupam a mesma planície que o rio Branco, por uma longa distância, sendo que o primeiro segue dessa forma até o rio Negro, coletor da bacia, enquanto que o outro deságua no próprio rio Branco. Rio acima, ambos se abrem, o rio Xeruíni para a esquerda e o Itapará para a direita, afastando-se do canal do rio Branco e desenhando um padrão geométrico de um leque aluvial com drenagem invertida, interligados através dos furos. Estes, em várias situações, também se mostram alinhados na direção N-S, formando, no conjunto, uma série de alinhamentos de drenagem com esta direção, mas algumas vezes deslocados por alinhamentos dirigidos para NW-SE e E-W, onde, em geral, ocorre a formação de lagos represados ou alargamento dos canais.

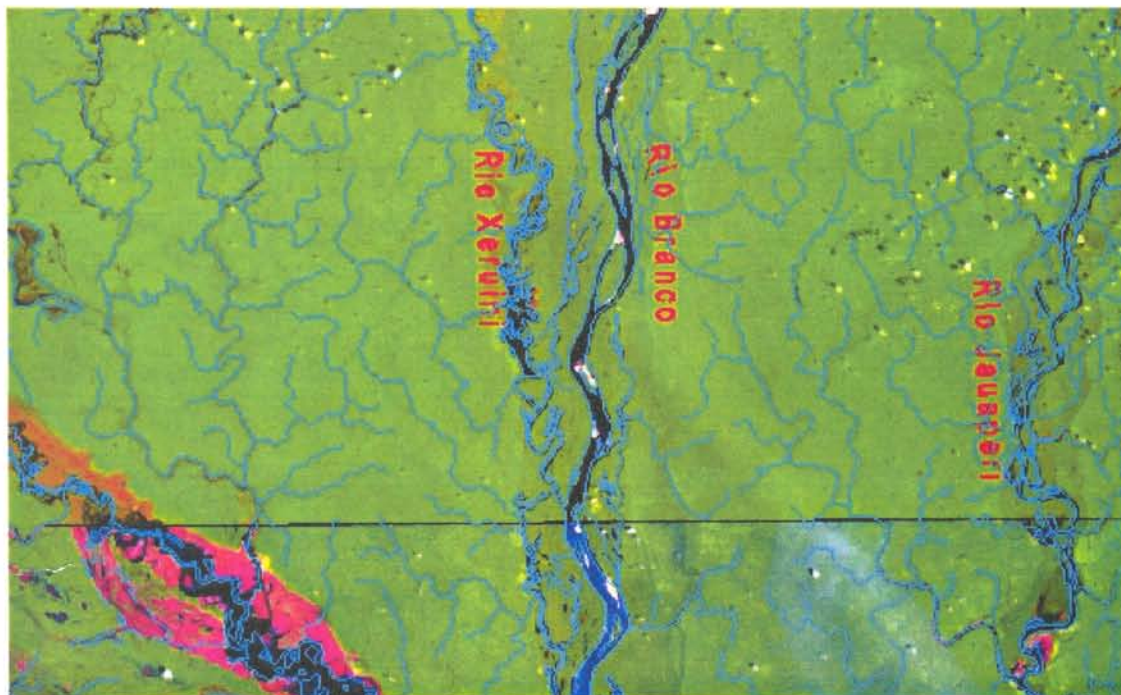


Figura 5.27 – Bacia do rio Branco, imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:500.000. Padrão de drenagem amorfo, caracterizado por um complexo de furos e paranás interconectados aos canais principais sem desenvolver *catchments*. Notar o paralelismo entre os cursos dos rios Branco e Xerulini, ocupando o mesmo vale.

Na foz com o rio Negro, o rio Branco desenvolve um delta de confluência evidenciando uma rápida diminuição do poder de transporte sedimentar. O rio Negro, por seu turno, a partir desse ponto sofre um brusco estreitamento e muda radicalmente o padrão de seu canal, que passa de entrelaçado a retilíneo, expondo em suas margens, rio abaixo, rochas cristalinas proterozóicas (Figura 5.28).

O estreitamento do canal do rio Negro e a mudança no padrão de entrelaçado para retilíneo são indicativos de uma rápida diminuição no seu gradiente, que pode ser explicada por soerguimento do bloco posicionado a leste do rio Branco. No entanto, em face da exposição de rochas cristalinas a jusante do alinhamento, essas variações bruscas podem também ser explicadas através de um controle litológico.

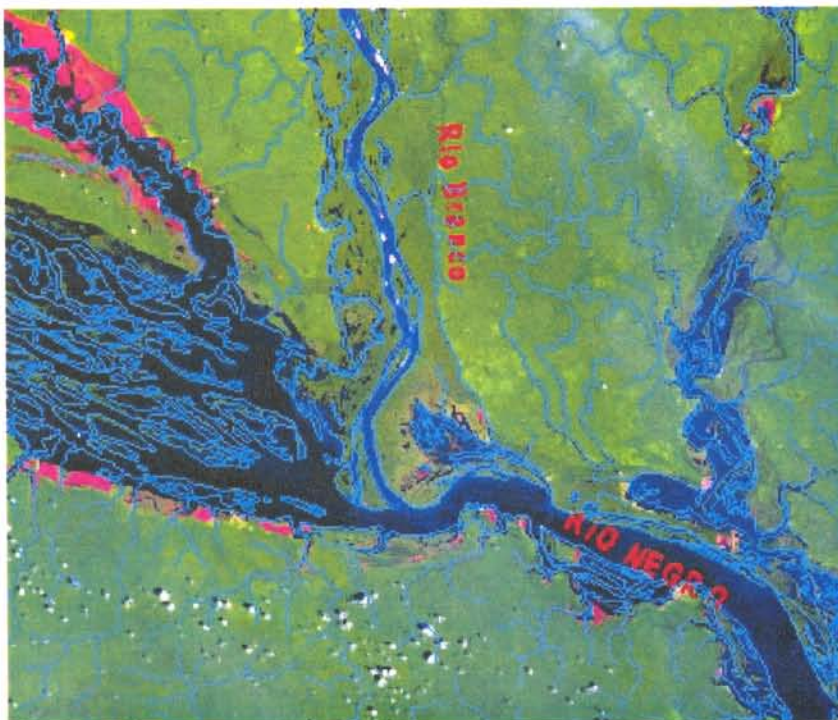


Figura 5.28 – Região da confluência do rio Branco com o rio Negro. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:300.000. Mudança no padrão do canal do rio Negro que passa de entrelaçado para retilíneo com estreitamento do canal. Notar o delta de confluência na foz do rio Branco.

#### 5.3.2.5. Sub-bacia do Rio Ararirá

A bacia do rio Ararirá tem forma irregular com o canal principal, mantendo um direcionamento NE-SW no seu baixo curso, variando para NNE-SSW do médio curso até as cabeceiras. Mostra uma forte assimetria de vertentes, onde os canais da margem esquerda são extremamente curtos em relação aos da margem direita, que se estendem por vários quilômetros até as cabeceiras, estas formadas por lagos inclinados (Figura 5.29).

Trata-se de uma área soerguida entre os alinhamentos N-S do rio Urubaxi e os de direção NW-SE do rio Negro. Os alinhamentos de direção NW-SE, que controlam o canal principal, representam uma continuidade daqueles com a mesma direção, descritos para o rio Urubaxi e ali caracterizados como falhas transcorrentes dextrais.

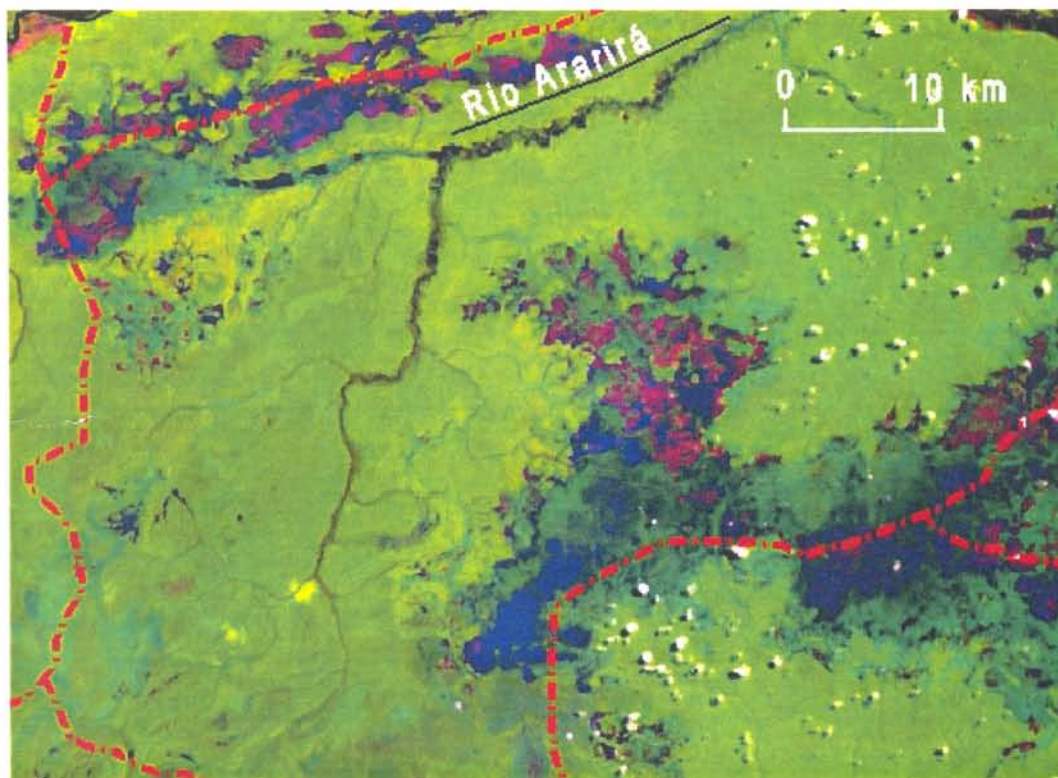


Figura 5.29 – Imagem TM-5 de parte da bacia do rio Ararirá. Notar a grande incidência de lagos inclinados (poroes escuras da imagem) em posio interfluvial e as marcas de paleodrenagem, paleomeandros e lagos de meandro abandonados. Em vermelho a delimitao do interflúvio.

#### 5.3.2.6. Sub-bacia do Cuiuni

A bacia do rio Cuiuni apresenta forma alongada na direo NE-SW, com um canal principal adaptado a vales retilíneos, que ora se direcionam concordantemente ao alongamento da bacia, ora para E-W coincidente com alinhamentos de tributários. Apenas em um trecho no médio curso o alinhamento do vale se faz para NW-SE. Configura-se assim para o canal principal e alguns tributários de ordem elevada um padrão retangular, sendo dendrítico naqueles de menor ordem.

No eixo do canal principal praticamente não se verificam feioes de assimetria de vertentes, com exceo de um longo trecho orientado na direo NW-SE, em que a bacia se estreita pela margem esquerda coincidente com o alargamento da bacia do rio Ararirá posicionada a norte.



Figura 5.30 – Trecho do alto curso do rio Cuiunizinho. Imagem TM-5, 4R5G3B. O rio neste trecho drena um paleovale com dimensões muito maiores que o canal atual do rio, e encontra-se em processo de colmatagem a julgar pelo canal descontínuo. Notar as marcas de paleodrenagem e os lagos de meandros abandonados e colmatados.

Os *catachments*, em geral, apresentam uma distribuição regular em suas dimensões, dispendo-se transversalmente ao canal principal com tributários, apresentando altos ângulos de junção. Em dois tributários, sendo um deles o rio Cuiunizinho, os quais configuram *catachments* contíguos, há um acentuado alargamento da bacia com os mesmos apresentando forte assimetria. O rio Cuiunizinho tem um primeiro trecho orientado NW-SE, com segmentos deslocados por alinhamentos na direção E-W, desenhando duas anomalias em cotovelo e apresenta vertente mais curta pela margem esquerda. Num segundo trecho, o rio forma um anomalia em cotovelo, na direção NE-SW, tem seu curso sobre um paleovale acentuadamente mais largo que o canal desse rio, mantendo a assimetria do primeiro trecho, onde a vertente da margem esquerda é a vertente mais longa (Figura 5.30).

O outro tributário logo a montante do rio Cuiunizinho mostra-se alinhado na direção E-W, coincidente com as anomalias em cotovelo do canal principal, sendo sua assimetria desenhada por uma vertente mais longa também pela margem esquerda.

Afora estas duas feições anômalas o padrão morfoestrutural mostra um canal principal com uma direção geral NE-SW, mas com diversas quebras em cotovelo na direção E-W. A direção principal é praticamente a mesma desenhada pelos rios Uneiuxi, Aluanã e grande

parte do rio Urubaxi, podendo representar planos com movimentação direcional sem deslocamentos verticais significantes em face da ausência de assimetrias. No que se refere à direção E-W, chama atenção o fato de que todas as quebras em cotovelo se fazem para a direita, o que pode ser interpretado como movimentação transcorrente dextral nessa direção. Ao longo desses planos deve ter incidido alguma movimentação vertical, a exemplo do ocorrido no tributário a montante da foz do Cuiunzinho, conforme atesta sua forte assimetria com bloco soerguido pela vertente da margem direita. Nos alinhamentos de direção NW-SE, representados por um pequeno trecho do baixo curso do rio Cuiuni e por toda a extensão do rio Cuiunzinho, a movimentação deve ter sido essencialmente vertical, respondendo parcialmente pela preservação de extensos lagos inclinados em posição interfluvial na zona soerguida, em conjunto com os soerguimentos ao longo dos alinhamentos da calha do rio Negro e do baixo curso do rio Urubaxi. Esta direção, conforme será discutido adiante, é coincidente com alinhamentos semelhantes aos dos rios Cuarés, Unini e Jaú onde existem várias evidências de falha normal com bloco alto a nordeste.

#### 5.3.2.7. Sub-bacia do Rio Caurés

A bacia do rio Caurés mostra forma alongada na direção E-W, com uma discreta orientação NW-SE no seu baixo curso, passando para WSW-ENE no alto curso. Trata-se de uma bacia, no geral simétrica, tendo em vista que não apresenta diferenças significativas no comprimento das vertentes, a não ser em pontos localizados onde o alargamento de uma das vertentes é devido à presença de tributários alinhados. Seu padrão de drenagem é desenhado por um canal principal que ocupa um vale sempre retilíneo, mas com curvas bruscas nas direções NE-SW, NW-SE e E-W, coincidentes com alinhamentos de tributários que também se quebram em ângulos retos, caracterizando um típico padrão retangular. Em um grande trecho, do divisor da vertente esquerda e em parte no da direita, preservam-se lagos inclinados em processo de colmatação e ocupação por vegetação campestre, definindo localmente um padrão multibasinal-lagunado. Na maior parte dos divisores, no entanto, esses lagos já estão colmatados e ocupados por vegetação arbórea, onde os tributários de primeira a terceira ordens, que ali têm suas nascentes, já apresentam um padrão subdendrítico.

Os divisores apresentam-se retilíneos, mas de uma forma descontínua, e acompanham as sinuosidades devidas às bruscas variações de direção do canal principal. Os *catachments* não

denotam grandes diferenças em suas dimensões e quase sempre estão dispostos de maneira ortogonal ao canal principal, devido ao alto ângulo de junção entre os coletores dos *catchments* e o canal do rio Caurés.

O canal principal dessa bacia atinge a quinta ordem na classificação de Strahler (1952) e também apresenta padrão meandrante irregular, porém com vários trechos em que há uma forte redução da sinuosidade, adquirindo, localmente, um padrão retilíneo principalmente a jusante de alinhamentos na direção NW-SE.

Observa-se que esta bacia situa-se entre duas áreas soerguidas, representadas nos alinhamentos dos vales do rio Negro a nordeste e do Unini a sul-sudeste, região em que se verificam as maiores altitudes de todo o interflúvio Solimões-Negro, com cotas de até 130 m. Pelo posicionamento e distribuição dessa bacia, o canal principal segue a linha de maior declive dessa área soerguida, e tende a adaptar-se às linhas estruturais. As curvas bruscas do vale na direção NW-SE são mais acentuadas em alinhamentos que apresentam continuidade com outros que controlam parte dos cursos dos rios Cuiuni ao norte e Unini ao sul, representados por falhas normais. Estas falhas normais são deslocadas pelos alinhamentos E-W e NE-SW, tanto em um padrão dextral quanto sinistral, e devem representar falhas de transferência. A geometria resultante é de feixes de falhas normais dispostas num padrão *en-echelon*, direcionadas NW-SE e seccionadas por falhas transcorrentes dextrais e sinistrais orientadas para E-W e NE-SW, desenvolvidas para acomodar a deformação extensional predominante em, pelo menos, dois trechos da bacia.

### 5.3.3. Trecho Foz do Rio Branco – Anavilhanas

Neste trecho o rio Negro recebe, pela margem esquerda, o rio Jauaperi e, pela direita os rios Unini e Jaú e o seu afluente o rio Carabinani

#### 5.3.3.1. A Calha do Rio Negro

Conforme já mencionado, o rio Negro neste trecho, a partir da foz do rio Branco, apresenta um brusco estreitamento de seu canal, que muda de padrão entrelaçado para retilíneo sem a formação de barras. Também é a partir deste ponto, que ele passa a drenar pela margem direita rochas do Complexo Anauá e, pela esquerda, a Cobertura Sedimentar do Rio Branco-Rio Negro. Ocorre, portanto, uma acentuada redução no gradiente e no poder de transporte do canal. Esta mudança parece estar associada a fatores litológicos, mas chamam atenção os cotovelos formados ao longo do mesmo, associados a alinhamentos dos tributários da margem esquerda na direção N-S, onde ocorrem marcas de canais abandonados e paleovales colmatados. Estes alinhamentos imprimem deslocamentos para a direita, no canal do rio Negro, com formação de terraços a jusante e, na vertente direita, controlam trechos do baixo curso dos rios Cuiuni, Jaú e Carabinani, imprimindo bloqueios com a formação de lagos represados e planície a montante dos alinhamentos (Figura 5.31).

Estas evidências mostram que, além do controle litológico, a brusca mudança no padrão do canal do rio Negro também está fortemente vinculada a soerguimentos transversais, ao longo de falhas de rejeito normal-oblíquo dextral de direção N-S, com bloco alto a leste que se projeta para norte estabelecendo controles sobre o rio Branco e seus principais afluentes.

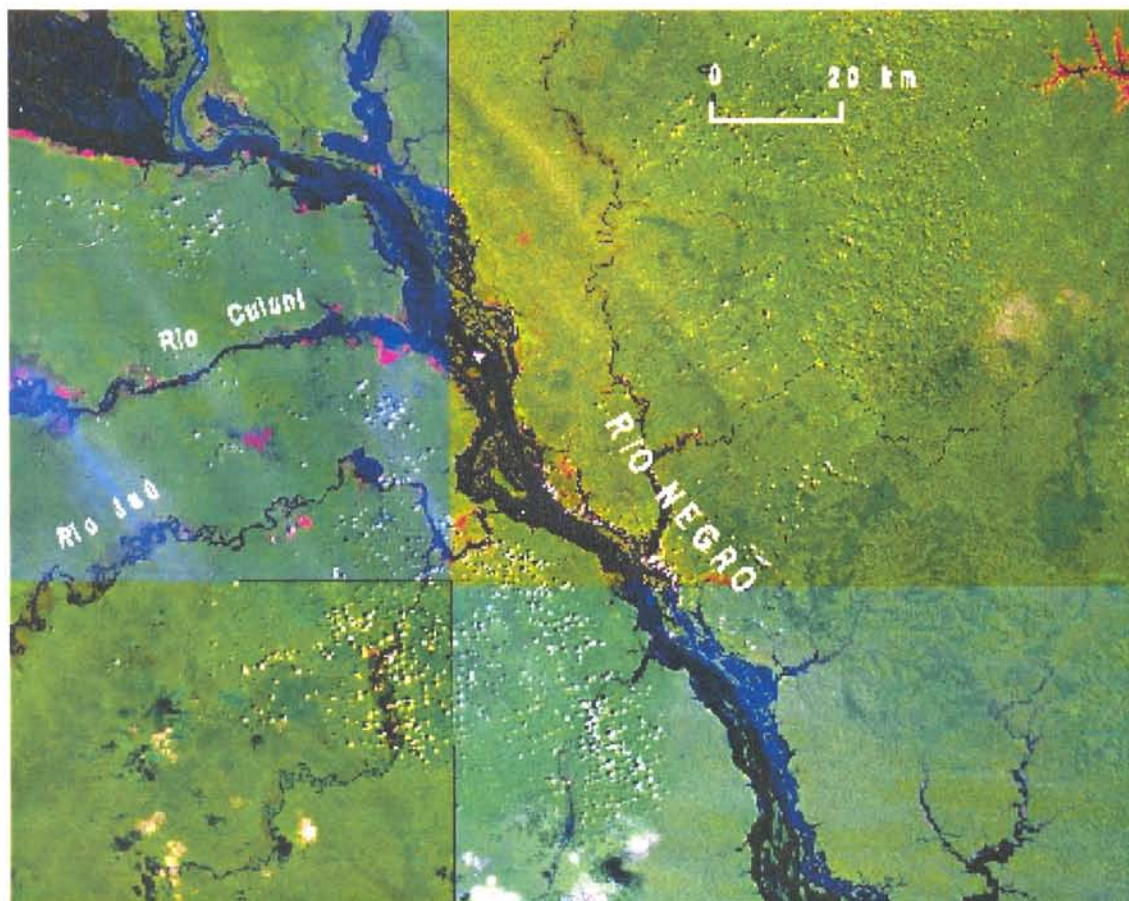


Figura 5.31 – Rio Negro no trecho entre a foz do rio Branco e o Arquipélago de Anavilhanas. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:2.000.000. Notar as quebras do canal para sul ao longo de alinhamentos na direção N-S, coincidentes com alinhamentos de tributários em ambas as margens. Na vertente esquerda ocorrem paleovales e, na direita, bloqueios de tributários com formação de lagos represados.

#### 5.3.3.2. Sub-Bacia do Rio Unini

A bacia do rio Unini representa o elemento chave para a discussão sobre a forte assimetria existente entre as bacias dos rios Negro e Solimões. Sua forma é estreita, próximo a foz, alargando-se e alongando-se para oeste em direção às cabeceiras, e para sul-sudoeste em direção ao divisor com o Solimões. No trecho em que se alarga, apresenta-se fortemente assimétrica com a vertente esquerda, onde a distância entre o divisor e o fundo do vale não ultrapassa 30 km, muito mais curta que a direita, na qual essa distância atinge até 150 km.

O padrão de drenagem é caracterizado por um canal principal com longos trechos alinhados segundo direções alternadas para NE-SW e NW-SE no baixo e no médio curso, e também E-W no alto curso, para onde fluem, pela vertente mais longa, canais também retílineos e

paralelos segundo um direcionamento geral NE-SO mas com várias curvas bruscas para NW-SE e E-W. Trata-se portanto de um padrão retangular-angular-paralelo, no qual os tributários mostram ângulos de junção agudos. Para a vertente mais curta, no entanto, o padrão é dendrítico, com os tributários apresentando altos ângulos de junção.

O padrão geral dos *catachments* também é bastante diverso quando se comparam as duas vertentes. Na vertente da margem esquerda existe uma boa regularidade na distribuição dos *catachments*, os quais, em geral, são mais estreitos junto à foz do que nas cabeceiras, mas sem grandes diferenças nessas dimensões. Na vertente da margem direita, mais longa, os tributários principais são os rios Papagaio, Pauini, Arara e Preto, que são conseqüentes em origem, posto que fluem no sentido geral do caimento do terreno, porém adquirem um caráter subseqüente em vários trechos onde se adaptam a alinhamentos estruturais. Estes rios atingem até a sexta ordem na classificação e Strahler (1952), e todos formam sub-bacias alongadas na direção SW-NE. Os divisores são retilíneos por distâncias sempre superiores a 50 km, ângulos de junção agudos, e moderadas a fortes assimetrias de vertentes que, com exceção do rio Papagaio, sempre se fazem com vertente mais longa pela margem direita.

No caso do rio Papagaio, a propriedade de assimetria, em todos os casos, tem a vertente mais longa situada na margem esquerda, e como eixo o canal principal somente em um pequeno trecho no médio curso. Mas ocorre também em dois tributários da margem esquerda, os quais formam *catachments* anômalos em relação ao padrão geral desse curso d'água.

O rio Pauini é o principal afluente do rio Unini, tanto no que se refere às suas dimensões quanto ao desenvolvimento da rede de drenagem. Além do padrão paralelo-retangular, comum aos demais elementos de ordem semelhante, desenvolve o padrão dendrítico na bacia de alguns tributários. No alto curso mostra várias feições anelar e radial de drenagem evidenciando um fluxo no sentido contrário ao mergulho geral de camadas basculadas ou da presença de altos estruturais em subsuperfície. Todo o curso é fortemente assimétrico, com o canal principal e alguns afluentes de maior porte mostrando um padrão meandrante que, localmente, muda para retilíneo ao longo de alinhamentos e de curvas em ângulo reto.

O rio Arara é o que apresenta o *catachment* mais estreito de todos e retilinearidade mais acentuada do canal principal, o qual materializa o eixo de assimetria e forma um

alinhamento que se projeta ao longo do rio Cuiuni, estabelecendo uma forte anomalia em cotovelo e controlando o seu curso por mais de 50 km. No caso do rio Preto, além das características de assimetria e retilinearidade já referidas, também mostra feições de drenagem anelar e radial no seu alto curso.



**Figura 5.32 – Baixo curso do rio Unini. Imagem TM-5, composição 5R4G3B. Bruscas quebras ao longo de alinhamentos transversais ao canal com mudanças no padrão do canal de meandrante para retilíneo, desenvolvimento de planície a montante e alargamento do canal do rio. Traços curtos ao longo dos alinhamentos indicam posição do teto de falha normal; triângulos, posição do teto de falhas inversas.**

O canal do rio Unini é o mais longo de todos os afluentes do rio Negro pela margem direita, e a abordagem de suas características morfoestruturais será feita da foz em direção às cabeceiras. Próximo à foz ele drena rochas cristalinas proterozóicas pertencentes ao Complexo Anauá, mostrando um padrão retilíneo alternando trechos com uma estreita planície com outros onde esta não se desenvolve. O aparecimento desses trechos de planície sempre ocorre à montante de quebras em cotovelo do canal principal associadas a alinhamentos de tributários. Juntamente com o aparecimento da planície ocorre um alargamento acentuado do canal do rio e formam-se lagos represados ou então o rio adquire, por um pequeno trecho, padrão meandrante (Figura 5.32).

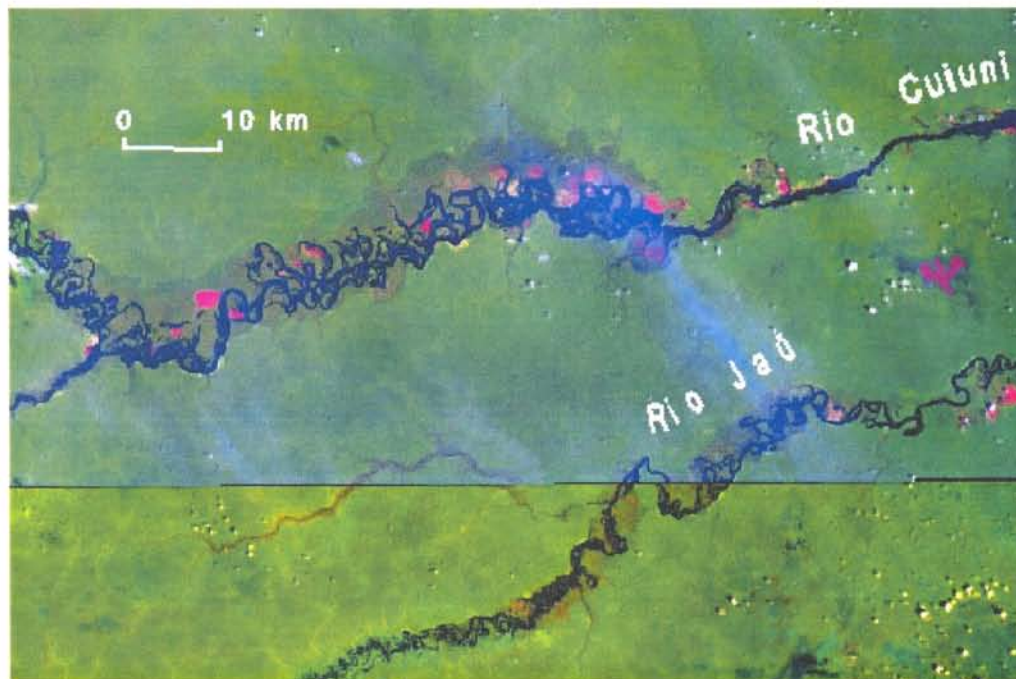


Figura 5.33 – Baixo curso dos rio Unini (grafado erroneamente na figura como Cuiuni) e Jaú. Imagem TM-5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:1.000.000. Notar a brusca mudança no padrão do canal de ambos os rios ao longo de alinhamentos na direção NW-SE

A cerca de 50 km a montante da foz ocorre uma brusca mudança no padrão do canal que, em direção a montante, passa de retilíneo para meandrante, com uma curva acentuada para a direção NW-SE. A partir daí o rio adquire definitivamente o padrão meandrante o que implica em um aumento do gradiente, e ocorre um severo alargamento da planície que, de praticamente inexistente a jusante, passa a apresentar cerca de 10 km de largura. Situação idêntica pode ser observada no rio Jaú, posicionado ao sul, mostrando uma coincidência de feições morfoestruturais em ambas as bacias ao longo de uma mesma direção ( Figura 5.33).

Por um pequeno trecho, de cerca de 20 km, o vale agora com uma ampla planície apresenta orientação NW-SE, mas muda bruscamente formando uma quebra em ângulo reto na direção NE-SW coincidente com a orientação retilínea do rio Papagaio, seu afluente pela margem direita. Após cerca de 50 km, para montante, aparece nova quebra em ângulo reto com o rio retornando para a orientação NW-SE. É a partir desse ponto que passa a se desenhar a forte assimetria apresentada pela bacia do rio Cuiuni e, por extensão, a do interflúvio rio Negro-rio Solimões. Pela margem esquerda ocorrem tributários curtos que fluem para o coletor com altos

ângulos de junção. Pela direita, tributários extensos, alinhados na direção NE-SW com junções de alto ângulo, mas que não chegam a 90°.

Esta assimetria se mantém até as cabeceiras do rio cujo vale, sempre retilíneo, apresenta direções alternadas para NW-SE, NE-SW e E-W. Observa-se também que os alinhamentos na direção NE-SW imprimem deslocamentos naqueles de direção E-W e NW-SE em um padrão, em geral, sinistral.

As feições morfoestruturais descritas tais como as bruscas mudanças no padrão do canal, o alargamento da planície, a forte assimetria, o padrão paralelo da rede de drenagem na vertente direita, entre outras, são bastante sugestivas de que o vale do rio Cuiuni se desenvolve de uma grande estrutura com movimentação vertical e bloco alto pela vertente esquerda. Estas feições ocorrem sempre associadas às direções NW-SE e E-W ao longo das quais não se observa deslocamentos direcionais. Tratam-se, portanto de falhas normais empinadas para SO e S, respectivamente, que provocaram o basculamento para N e NE de todo o interflúvio rio Negro – rio Solimões. As orientações para NE-SW nesse contexto podem estar ligadas a reativações de estruturas antigas como falhas transcorrentes em um padrão predominantemente sinistral, e devem representar falhas de transferência desenvolvidas para acomodar a movimentação extensional. O quadro geral é de uma ampla zona transtensiva gerada à expensas de zonas transcorrentes posicionadas a NW, coincidente com o lineamento Tacutu ou Guiana Central (Montalvão et al, 1975; Lima, et al., 1982), e a SE, com o Lineamento Madeira ou Madre de Dios - Itacoatiara (Leal et al., 1978; Igreja & Catique, 1997).

#### 5.3.3.3. Sub-bacias dos Rios Jaú e Puduari

A sub-bacia do rio Jaú apresenta, no seu baixo curso, um padrão morfoestrutural muito semelhante ao do rio Cuiuni. Por um certo trecho ele drena rochas cristalinas proterozóicas, onde apresenta um padrão retilíneo com acentuadas curvas em alto ângulo obedientes a alinhamentos na direção NW-SE e NE-SW. A montante das curvas o rio adquire localmente um padrão meandrante, ocorre um alargamento da planície e do canal e formam-se também lagos represados. Isto acontece independente de controle litológico pois que a mudança no padrão do canal acontece exclusivamente nos domínios das rochas cristalinas.

Uma série desses alinhamentos responde pela captura do rio Carabinani em direção ao rio Jaú, os quais confluem próximo a foz com o rio Negro, em um típico padrão retangular. Mais ao sul tem-se o rio Puduari que, nas cabeceiras, verte seu curso para sul e bruscamente descreve uma ampla curvatura para norte e volta-se para o rio Negro, obediente aos alinhamentos estruturais de direção NW-SE, que, como já discutido, representam falhas normais empinadas para sudoeste. As movimentações associadas a estas falhas provocaram o desenvolvimento de uma estrutura radial e anelar de drenagem com mais de 90 km de diâmetro, envolvendo o canal principal e os afluentes dos rios Jaú, Carabinani e Puduari e até mesmo o rio Manacapu, que aflui para o rio Negro. Nesta região são observados paleovales que drenavam a área para sul (Figura 5.34).

#### **5.3.4. Trecho Anavilhanas – Manaus.**

O último trecho do rio Negro, em sua compartimentação fisiográfica, caracteriza-se por mais uma brusca mudança no padrão de seu canal, que passa de retilíneo para entrelaçado e forma o emaranhado de ilhas e canais secundários conhecido como Arquipélago de Anavilhanas. Este trecho foi estudado por Franzinelli & Igreja (1990) que concluíram, pela adaptação do canal do rio Negro a uma estrutura do tipo graben, que define o padrão retilíneo de suas margens, bem com os altos barrancos que ali se desenvolveram.

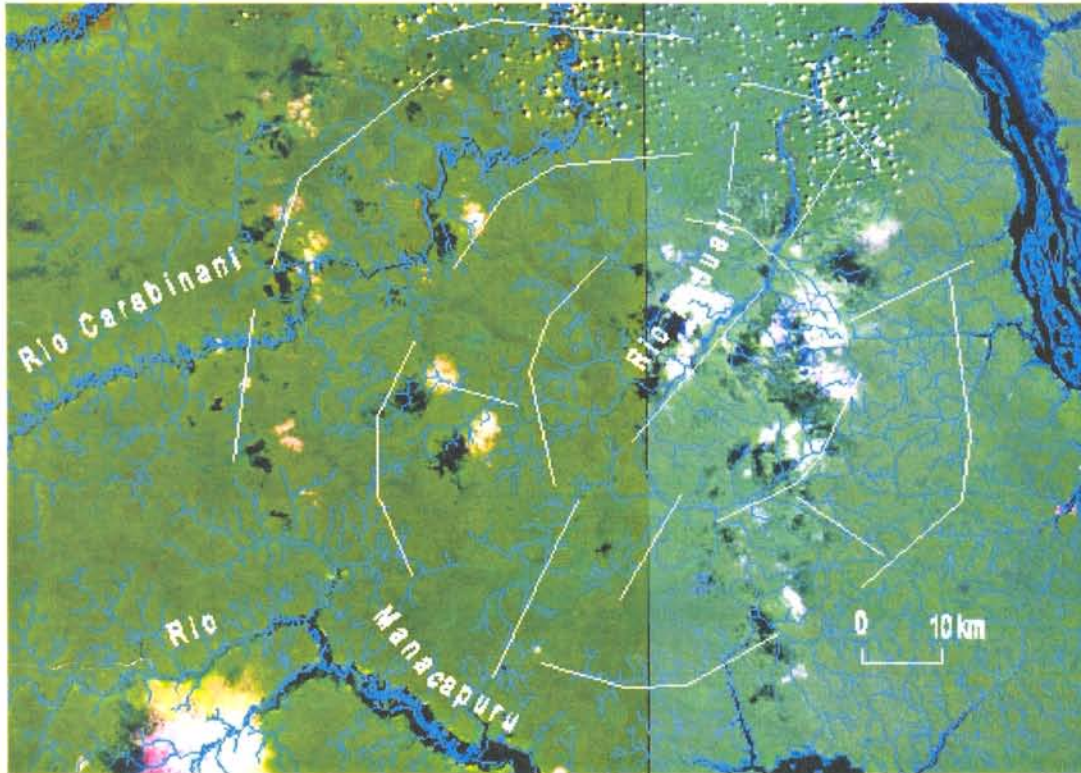


Figura 5.34 – Parte das bacias dos rios Carabinani, Puduari e Manacapuru. Imagem TM-5, composição 5R4G3B. Morfoestrutura anelar e radial de drenagem formada pelo canal principal e afluentes dos rios Carabinani, Puduari e Manacapuru. Notar a volta acentuada do curso do rio Puduari para norte, as quebras em cotovelo dos rios e o palevale no interior da estrutura.

## 6. ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

### 6.1. INTRODUÇÃO

Hasui (1990) fez uma modelagem geral para o território brasileiro referente a neotectônica, e sobre a influência de zonas de fraqueza crustal no desenvolvimento de processos e feições geológicas, e, principalmente, como sítios de alívios das tensões intraplaca, em face da tectônica ressurgente. Entre as questões fundamentais discutidas pelo autor dentro do quadro neotectônico, está a observação de que o Brasil se insere no cenário de uma placa litosférica em movimento para WNW, com movimentos epirogenéticos positivos, e menos expressivamente negativos. As tensões existentes seriam induzidas pelos deslocamentos das bordas das placas, em essência envolvendo compressão horizontal WNW-ESE.

Hasui (op. cit) admite que, como o movimento da placa se dá sobre a esfera terrestre, ele deve ser assimilado em termos de rotação em torno de um eixo imaginário, perpendicular à superfície; esse movimento é rotacional e horário, induzindo tensões segundo um binário dextral, cuja expressão estrutural seria dada eminentemente através de falhas de caráter ressurgente, condicionadas pelas zonas de cisalhamento e suturas da estruturação de primeira ordem, antiga, da crosta. As falhas são predominantemente transcorrentes, mas outros tipos também podem aparecer, em função do ângulo entre as feições reativadas e as tensões.

De acordo com Costa et al. (1996), o *Craton* Amazônico constitui um trato continental afetado por zonas de cisalhamento geradas em tempos pré-cambrianos muito antigos, que compõem cinturões de cavalgamento e transcorrentes orientados segundo várias direções (NE-SW, NW-SE, N-S, E-W, ENE-WSW, WNW-ESE). Tais elementos seriam os traços fundamentais da estruturação crustal, que marcam zonas de fraqueza potencialmente favoráveis à reativação no desenvolvimento de processos geológicos posteriores. Essas zonas de fraqueza teriam sido aproveitadas durante o desenvolvimento das bacias extensionais do Proterozóico e, em seguida, na fase de inversão positiva ou na fase de deformação das seqüências depositadas; adicionalmente, no Paleozóico e no Mesozóico formaram-se diversas bacias extensionais com arquiteturas fortemente controladas, inclusive nas inversões positivas de áreas das bacias do Solimões e Parnaíba; e, por fim, no Cenozóico foram retomadas, controlando a estruturação atual, inclusive a sismicidade.

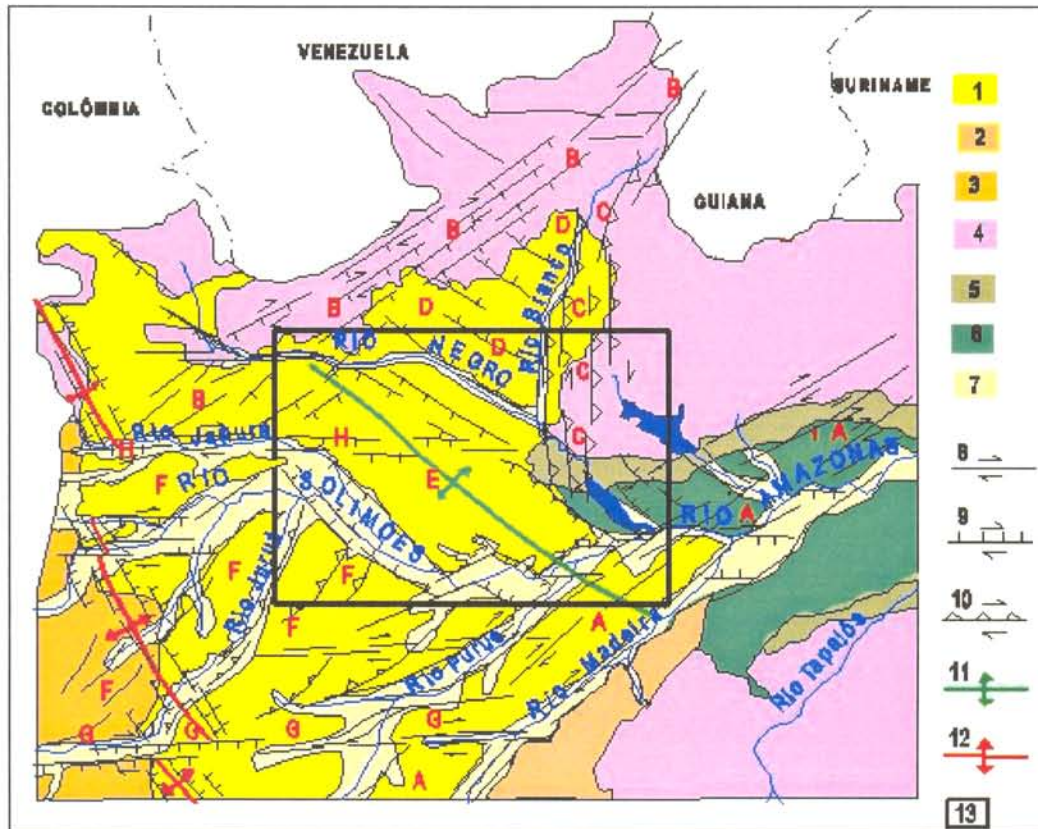


Figura 6.1 – Bacias sedimentares e principais elementos tectônicos do embasamento e sua projeção para a área pesquisada. As convenções são: (1) Bacia Içá; (2) Coberturas Detrito-Lateríticas; (3) Bacia Solimões; (4) Embasamento Proterozóico; (5) Bacia do Amazonas – Paleozóico; (6) Bacia do Amazonas – Mesozóico; (7) Planície Amazônica; (8) Falhas transcorrentes; (9) Falhas de rejeito normal-obliquo; (10) Falhas rejeito inverso-obliquo; (11) Arco de Purus; (12) Arco de Jutaí; (13) Área de Pesquisa. Letras no mapa: (A) Lineamento Madeira ou Madre de Deus – Itacoatiara; (B) Lineamento Tacutu ou Guiana Central; (C) Lineamento Rio Branco; (D) Cunha Transensiva Rio Branco-Rio Negro; (E) Zona Transensiva Rio Negro-Rio Solimões; (F) Zona Transpressiva Juruá-Japurá; (G) Lineamento Juruá; (H) Lineamento Japurá.

Assim, considerando que a região estudada insere-se nos domínios de uma extensa cobertura sedimentar com idade cenozóica, torna-se importante o entendimento da natureza e das estruturas do seu embasamento, e, por consequência, a influência das zonas de fraqueza crustais sobre os processos geológicos ocorridos ao longo de sua história.

A mencionada cobertura sedimentar cenozóica se superpõe às terminações oriental e ocidental das bacias sedimentares paleozóicas do Alto Amazonas ou Solimões (Caputo, 1984a e b, 1985) e do Médio Amazonas, respectivamente. Tais bacias são separadas entre si pelo Arco de Purus, cujo traçado em subsuperfície encontra-se um pouco a oeste de Manaus, (Figura 6.1).

A Bacia do Solimões, por seu turno, é compartimentada, fora da área pesquisada, em duas sub-bacias denominadas de Jandiatuba e Juruá, pelo Arco de Jutaí (Cunha, 1982, 1988, 1991).

Por outro lado, dois importantes lineamentos antigos podem ser caracterizados: o Lineamento Tacutu e o Lineamento Madeira (Leal et al., 1978), ou Madre de Dios - Itacoatiara (Igreja & Catique, 1997) que se estendem do embasamento proterozóico em direção à bacia sedimentar, com projeção a noroeste e sudeste da área em pauta respectivamente (Figura 6.1).

Como hipótese de trabalho, acredita-se que a evolução da paisagem dessa região encontra-se fortemente vinculada à movimentação neotectônica das estruturas que definem os citados acidentes tectônicos.

## 6.2. A NATUREZA DO EMBASAMENTO E A PALEOTECTÔNICA

### 6.2.1. O Quadro Arqueano/Proterozóico

De acordo com Almeida et al. (1978) as plataformas Sul-Americana e Patagônica, e o geossinclíneo formado pela Cordilheira dos Andes e pelo Sistema Montanhoso do Caribe seriam os elementos tectônicos de primeira ordem reconhecidos na América do Sul, isto é, no bloco crustal emerso da placa Sul-Americana (Figura 6.2). O território brasileiro insere-se em sua totalidade na Plataforma Sul-Americana, denominação que viria substituir a expressão Plataforma Brasileira, empregada por Almeida (1967). Na região amazônica, desta plataforma, o autor reconheceu uma área cratônica, o *Craton Amazônico*, formado por um embasamento com rochas granito-gnáissicas de médio a alto-grau metamórfico, e seqüências supracrustais de baixo a médio grau, sobre o qual se instalaram variados tipos de coberturas vulcânicas, sedimentares e corpos graníticos proterozóicos, mormente paleo e mesoproterozóicos, além de imponentes bacias sedimentares fanerozóicas.

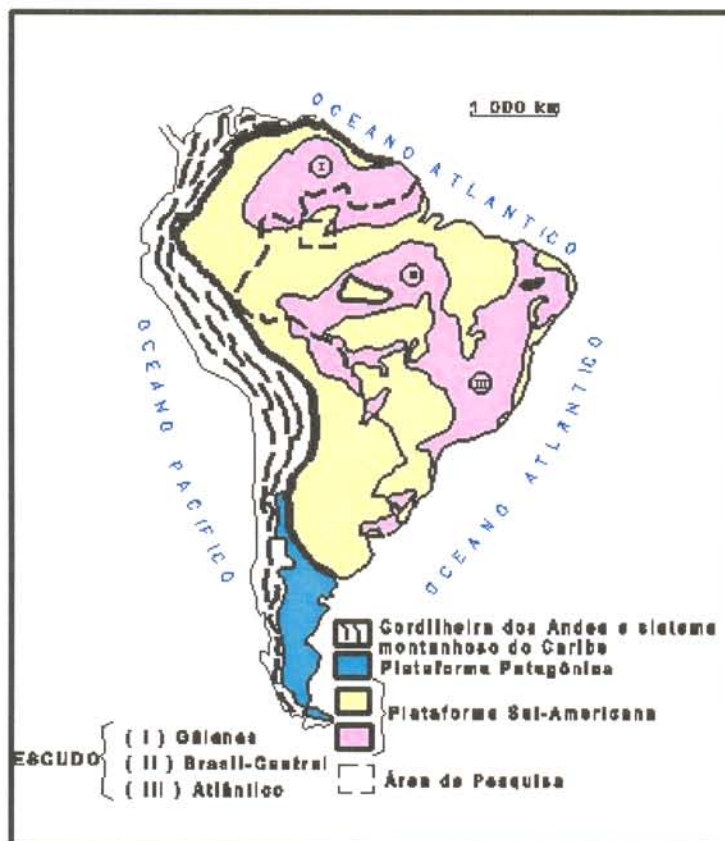


Figura 6.2 – Elementos tectônicos de primeira ordem da Plataforma Sul-Americana (cf. Almeida et al., 1978). O *Craton* Amazônico exposto reúne o Escudo das Guianas e o Escudo Brasil Central

O tratamento geocronológico das rochas metamórficas e dos granitóides dessa área cratônica, a despeito de mostrar uma distribuição muito ampla de resultados radiométricos, exhibe, no entanto, uma certa coerência em termos de distribuição geográfica, pois, tais resultados, se mostram sistematicamente mais jovens de nordeste para sudoeste, o que permitiu variadas interpretações, por vezes tectonicamente conflitantes, para explicar os valores obtidos. O procedimento clássico e aceito, quase que com unanimidade, é o agrupamento dos resultados, ou a sua vinculação direta a ciclos orogênicos ou episódios termotectônicos que teriam afetado esta área cratônica, assim como os demais elementos que com ela compõem a Plataforma Sul-Americana (*Cratons* do São Francisco, São Luiz e Luiz Alves, Faixas de Dobramentos Uruaçu, Brasília, Espinhaço, Paraguai-Araguaia, Sudeste, cf. Almeida et al., 1978). Tais ciclos foram referidos como Jequié ou Aroense (2.600 - 2.700 Ma); Transamazônico (2.100 - 1.900 Ma) e Brasileiro (450 - 700 Ma). De interesse local adotaram-se ainda os ciclos Espinhaço ou Uruaçuano (1.100 - 1.300 Ma) com representantes não reconhecidos no interior do *Craton* Amazônico (Ferreira, 1972 e Almeida et al., 1978).

Nesse contexto, sendo o *Craton* Amazônico, por definição, uma área estável ao final do ciclo Brasileiro, a questão adquire grande complexidade e, portanto, opiniões contraditórias, quando se trata de explicar os valores situados entre 2.000 Ma, idade considerada para o resfriamento do ciclo Transamazônico, e 570 Ma, idade de referência para atuação do ciclo Brasileiro, e que marcaria o limite entre os Eons Proterozóico e Fanerozóico (Schobbenhaus & Campos., 1984). Muitos autores assumem que resultados inferiores ao resfriamento Transamazônico seriam, provavelmente, reflexos de rejuvenescimentos isotópicos, devidos ao aquecimento geral dos sistemas por processos de ativação ou reativação tectônica da plataforma, através de eventos anorogênicos (formação de bacias com magmatismo e sedimentação de unidades de cobertura da plataforma). Outros autores vislumbram o desenvolvimento sucessivo de cinturões móveis justapostos com formação de rochas por processos acrescionários e colisionais. Em outras palavras, existe uma corrente de pensamento que advoga a atuação de fenômenos que se relacionam à primeira metade do Ciclo de Wilson (soerguimento e rifteamento que progridem até a abertura de oceano), através de um regime tectônico essencialmente distensivo (Costa & Hasui, 1992). Para uma outra corrente, teria havido eventos sucessivos marcados por regimes distensivos, compressivos e transcorrentes, valendo dizer, ciclos completos de evolução geodinâmica de difícil comprovação.

Amaral (1974) acredita que após a "Orogenia Transamazônica" ocorreram três eventos de reativação da "Plataforma Amazônica", sucessivamente mais jovens de leste para oeste, aos quais denominou de eventos Paraense, Madeirense e Rondoniense, e que justificariam o rejuvenescimento isotópico dos sistemas desenvolvidos durante os ciclos orogênicos anteriores, denominados pelo autor de *Guianense* e *Transamazônico* (Figura 6.3). Um aspecto importante das considerações apresentadas por Amaral (op. cit) e retomadas por Amaral (1984) é a constatação de que os arcos de Monte Alegre e Purus acompanham aproximadamente os limites da área afetada pelo Evento Paraense, e que o Arco de Iquitos, que separa a bacia do Solimões da bacia do Acre, apresentaria um relacionamento semelhante em relação a área afetada pelo Evento Rondoniense.

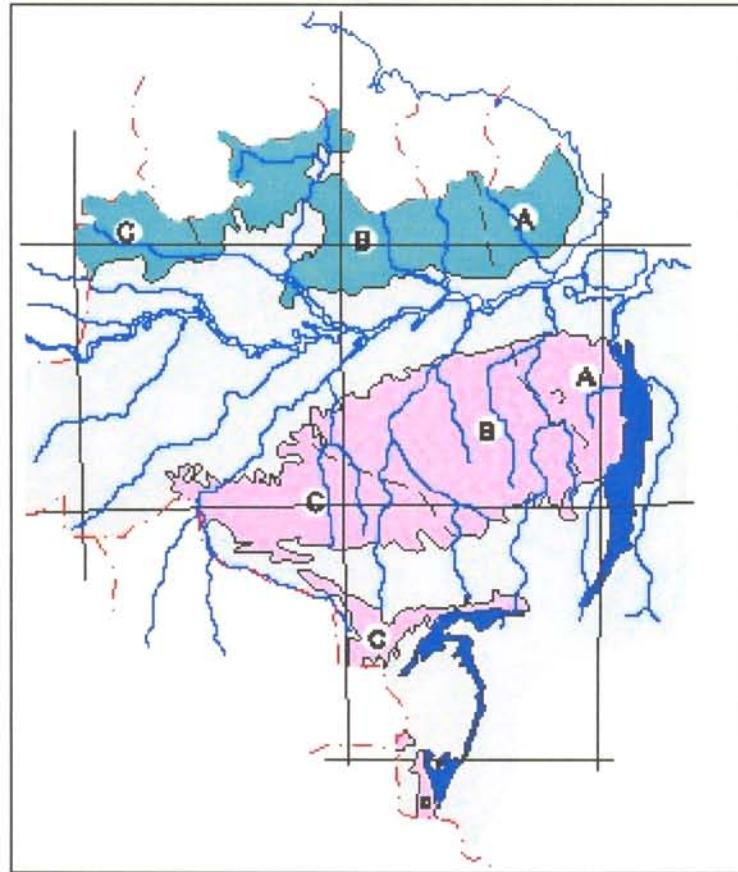


Figura 6.3 – Províncias geológicas do *Cráton Amazônico* de acordo com Amaral (1974, 1984). (A) Província Amazônia Oriental afetada pelo Evento Paraense; (B) Província Amazônia Central afetada pelo Evento Madeirense; (C) Província Amazônia Ocidental afetada pelo Evento Rondoniense

Issler (1975) aborda a evolução do segmento norte do *Cráton Amazônico* (denominado de *Cráton Guianês*) após o Ciclo Transamazônico, sob a denominação de ciclo de atividade tectonomagmática e sedimentogênese intracratônica (< 1.900 Ma), o qual seria dividido em episódios denominados: a) Episódio de vulcanogênese anorogênica, correspondente ao estágio de *quasicraton* ou magmatismo subsequente ocorrido entre 1.890 e 1.700 Ma; Episódio de sedimentogênese intracratônica (1.890 Ma); Episódio granítico *Akawaiano* (1.870 – 1.700); Episódio *Parguazense* (1.600 – 1.300); Episódio de Metamorfismo dinâmico *K'Mudku*, *Niqueriense*, *Orinoquense* ou *Jari-Falsino* (1.300 – 850 Ma) e Episódio de reativação cratônica (>460 ma).



Figura 6.4 – Áreas afetadas pelos eventos de reativação do Craton Amazônico de acordo com Santos (1978, 1981). T – Transamazônico ( $\pm 2.000$  Ma); P – Parguazense (1.500 a 1.600 Ma); R - Rondoniense (1.000 a 1.300 Ma). Em verde, faixas brasileiras e, em amarelo, coberturas fanerozóicas.

Santos (1978 e 1981) elabora uma proposta de subdivisão do pré-cambriano da Amazônia, onde admite que episódios de reativação ou eventos anorogênicos teriam afetado toda a extensão do Cráton Amazônico em épocas definidas, e foram denominados de Uatumã (1.900 – 1.700 Ma); Parguazense (1.600 – 1.400 Ma); K'Mudku (1.300 a 1.100 Ma) e Rondoniense (por volta de 1.000 Ma). Esta proposta foi aceita e adotada em vários relatórios de projetos de levantamentos geológicos pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), como em Pessoa et al., 1977; Araújo Neto & Moreira, 1976; Melo et al., 1978; Veiga Júnior et al., 1979; Pinheiro et al., 1981. A concepção em sua plenitude também foi adotada no Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais (DNPM, 1981) e no seu texto Explicativo (Schobbenhaus & Campos, 1984; Santos, 1984; e Santos & Loguércio, 1984) (Figura 6.4).

Costa & Hasui (1992) assumem o modelo de um amplo regime tectônico extensional para a Amazônia brasileira durante o Mesoproterozóico, o qual teria atuado desde 1.9 Ga até 0.9

Ga. Neste modelo distinguem, com base na geometria e cinemática dos elementos estruturais e na natureza das unidades sedimentares, dois compartimentos extensionais, denominados de Ocidental e Oriental, separados pela Zona de Transferência Boa Vista Caracaraí (Costa et al., 1991c), geograficamente correspondente ao Cinturão Móvel Guiana Central de Lima et al. (1982), Lima (1984 a e b) e Hasui et al. (1984) (Figura 6.5).

O Compartimento Ocidental abrange a região norte de Roraima e o vale do Alto Rio Negro, no Amazonas, e compreende, segundo os autores, vários feixes de falhas normais de direção E-W, inclinadas preferencialmente para norte e falhas de transferência na direção N-S. O eixo extensional Mesoproterozóico teria atuado na direção N-S.

No compartimento Oriental, correspondente a toda a região posicionada a sudeste dessa Zona de Transferência, os feixes de falhas normais teriam direções NW-SE e WNW-ESE e mergulhos para NE, compondo bacias do tipo hemigrabens; falhas normais inclinadas para SW definiriam, localmente, estruturas simétricas, como o Gráben do Cachimbo; as falhas de transferência teriam direção nordeste. O eixo extensional teria atuado na direção NE-SW.

Os dados geocronológicos apontando idades cada vez mais jovens, de nordeste para sudoeste no compartimento oriental, e de sul para norte no ocidental, seriam explicados pela progressão do estiramento nessas direções, implicando em um modelo cinemático que envolveria o colapso progressivo do piso e do teto das falhas normais, respectivamente nos compartimentos Oriental e Ocidental (Costa & Hasui, 1992).

A hipótese "mobilista" surgiu com o trabalho de Cordani et al. (1979) e foi revista por Cordani & Brito Neves (1982) que, baseados nos dados geocronológicos disponíveis, visualizaram a evolução do *Craton* Amazônico através do desenvolvimento de sucessivas faixas móveis ao redor de um núcleo estável antigo denominado de "Província Geocronológico-Estrutural Amazônia Central", de vocação cratônica desde o Arqueano. As faixas móveis foram denominadas Maroni-Itacaiúnas (2.200 - 2.000 Ma); Rio Negro - Juruena (1.400 - 1.700 Ma) e Rondoniana (1.200 - 900 Ma) que, acrescidos aos *cratons* sucessivamente formados, se integraram a Plataforma Sul-Americana, após o desenvolvimento do Cinturão Paraguai - Araguaia. A sedimentação e o magmatismo ocorridos em cada um desses intervalos, sobre os

crátons neoformados, seriam devidos à ativação reflexa ao desenvolvimento de cada uma dessas faixas móveis (Figura 6.6).

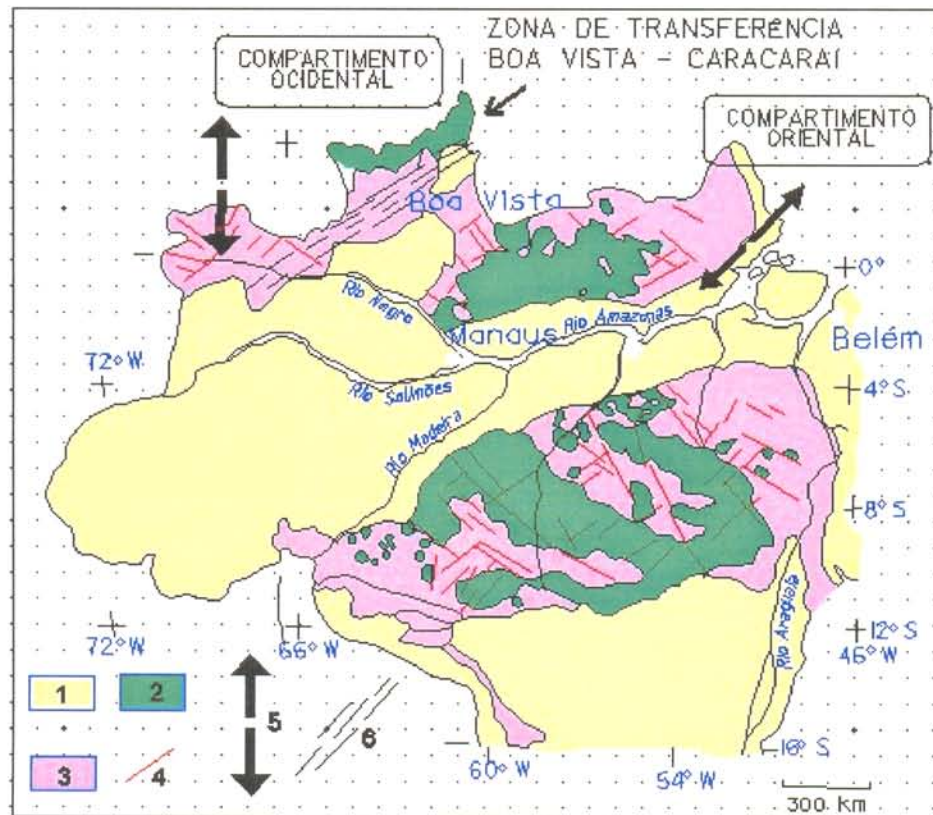


Figura 6.5 – Esboço geológico do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira com a distribuição dos compartimentos Oriental e Ocidental. A zona de transferência Boa Vista-Caracará encontra-se assinalada com traços pretos. Convenções: (1) Coberturas Fanerozóicas; (2) Coberturas Proterozóicas; (3) Embasamento; (4) Falhas; (5) Eixo Extensional Meso-Proterozóico; (6) Zona de Transferência Boa Vista-Caracará. (Segundo Costa et al., 1991c).

Tassinari (1981) aborda exclusivamente a evolução geodinâmica da Faixa Móvel Rio Negro - Juruena, considerada como as raízes de um arco magmático, evoluído ao redor da Província Amazônia Central entre 1.700 e 1.400 Ma, que se estende desde a região norte do Estado de Mato Grosso (rio Juruena) até o noroeste do Amazonas e sudeste da Colômbia, região do Alto Rio Negro (Figura 6.6). Nessa faixa os terrenos granito-gnáissicos com idades Rb/Sr posicionadas sistematicamente no intervalo de tempo citado, seriam produtos metamorfizados de um magma juvenil, em zona de colisão crosta oceânica/crosta continental, esta representada pela Província Amazônia Central.

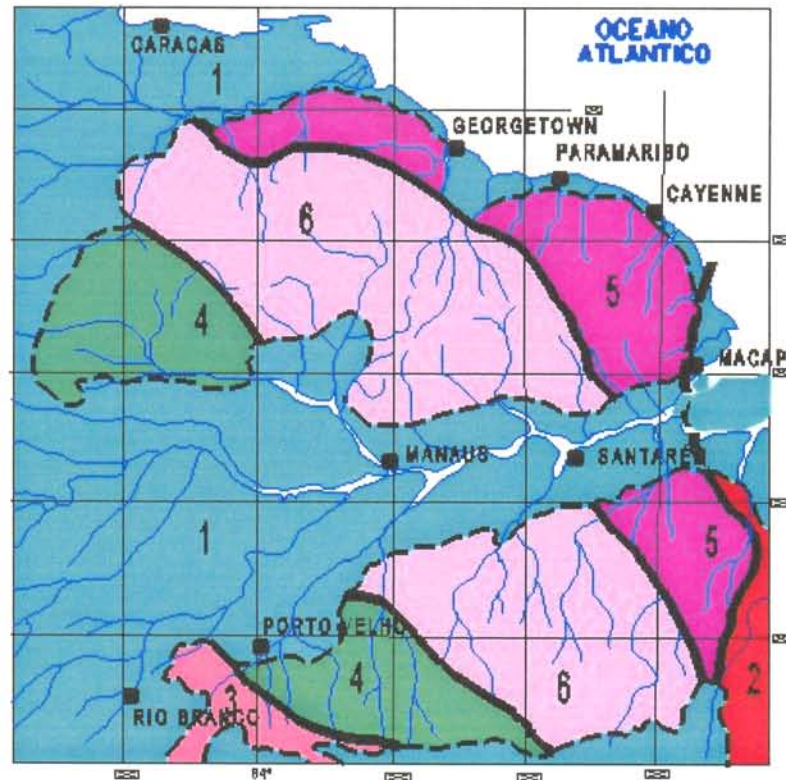


Figura 6.6 – Províncias geocronológicas/faixas móveis do *Cráton Amazônico* segundo Cordani et al. (1979). As convenções são: (1) Coberturas Fanerozóicas; (2) Faixa Araguaia; (3) Faixa Móvel Rondoniana; (4) Faixa Móvel Rio Negro – Juruena; (5) Faixa Móvel Maroni – Itacaiúnas; (6) Província Amazônia Central.

Lima et al. (1982), tendo como região de análise o setor norte do Cráton Amazônico, identificaram vários cinturões granulíticos de idades variando do Arqueano ao Proterozóico Médio, circundando núcleos estáveis mais antigos. Esses cinturões teriam íntima relação à faixas rúpteis, com transcorrências e desenvolvimento de cataclasitos e milonitos expressivos, caracterizando diversos cinturões móveis. Nesse contexto ocorreria o Cinturão Granulítico Imataca, o Cinturão Granulítico Guiana Central, o Cinturão Granulítico Tumucumaque, e o Cinturão Granulítico Parima. Destaca-se como de grande interesse para a pesquisa aqui discutida, o posicionamento do Cinturão Guiana Central, geograficamente correspondente à inflexão do Cinturão Maroni-Itacaiunas de Cordani et al. (1979), ou à Zona de Transferência Boa Vista -Caracará de Costa et al. (1991 a e b) e Costa & Hasui (1992).

Lima (1984 a e b) propôs a compartimentação do *Cráton Amazônico* no Brasil em províncias geológicas, constituídas sempre de uma unidade representativa do embasamento, e de uma outra que representaria o retrabalhamento por cisalhamento dúctil desse embasamento. A de leste, denominada de Província Amazônia Oriental, se estenderia desde o Amapá até o sudeste do

Pará e teria como embasamento, ao norte da Bacia do Amazonas, o Complexo Oiapoque, interposto a dois segmentos instáveis entre 2.450 e 2.250 Ma, constituindo cinturões de cisalhamento sobre este complexo e representado pelo Complexo Tumucumaque. A sul da bacia, a Província Amazônia Oriental seria representada pelo Complexo Rio Pau d'Árco, envolvendo os terrenos granito-gnáissicos localizados entre a serra do Inajá ao sul e a serra dos Carajás ao norte, e pelo Complexo Bacajá, com ocorrência ao norte da serra dos Carajás até o contato com a Bacia do Amazonas. O Complexo Rio Pau d'Arco seria o embasamento e corresponderia na porção norte dessa província ao Complexo Oiapoque, enquanto que o Complexo Bacajá seria proveniente do retrabalhamento da unidade Rio Pau D'Arco em correspondência ao Complexo Tumucumaque, retrabalhamento este vinculado ao desenvolvimento do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas. No tocante à Província Amazônia Central, corresponderia a área de desenvolvimento do Cinturão Móvel Parima; seu embasamento foi relacionado ao Complexo Guianense no setor norte do *craton*, e pelo Complexo Xingu ao sul, enquanto que as unidades relacionadas ao Cinturão Parima foram denominadas de Complexo Parima (norte) e de Complexo Juruena (sul). A Província Amazônia Ocidental, não muito bem definida, seria correspondente à área de desenvolvimento do Cinturão Móvel Rondoniano, cujo embasamento a norte da bacia seria representado pelo Complexo Traíra e ao sul pelo Complexo Guaporé. Finalmente, a Província Guiana Central corresponderia ao cinturão móvel homônimo definido por Lima et al. (1982), e teria como embasamento o Complexo Mucajaí, desenvolvido entre 1.800 e 1.900 Ma, que transecta o Complexo Parima, e aflorante somente ao norte da bacia sedimentar.

A interpretação de dados geofísicos (gravimétricos e magnetométricos) vinculada à informação geológica disponível permitiu que Hasui et al. (1984) visualizassem a estruturação antiga da região Amazônica a partir da articulação de blocos crustais arqueanos. As bordas dos blocos são definidas por anomalias gravimétricas positivas, por domínios magnéticos fortemente perturbados e por forte linearização das unidades rochosas. Nos seus núcleos comparecem granitóides e seqüências vulcanossedimentares, tipo *greenstone belts*, definindo domínios magnéticos pouco perturbados e isentos de anomalias gravimétricas (Figura 6.7).

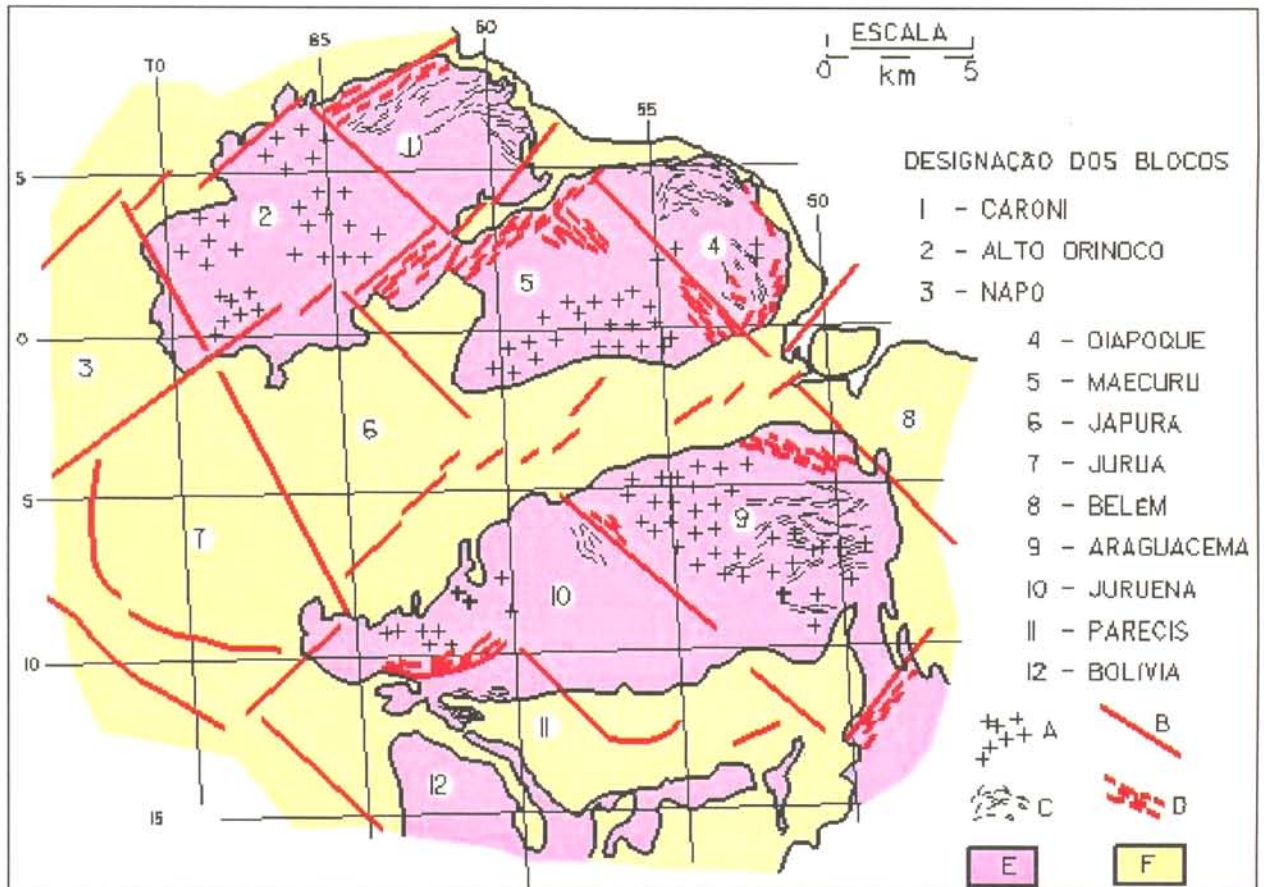


Figura 6.7 – Blocos crustais da região Amazônica, segundo Hasui et al. (1984). As convenções são: (A) áreas de maior incidência de rochas granitoides; (B) discontinuidades ligadas a anomalias gravimétricas do tipo 1; (C) Greenstone Belts; (D) Faixas de rochas granulíticas conhecidas; (E) Embasamento; (F) Coberturas Fanerozóicas.

De interesse para a presente discussão é a região denominada de Bloco Japurá, limitada a nordeste e a sudoeste por anomalias gravimétricas lineares de direção NW-SE, chamadas respectivamente de Rio Negro e Baixo Juruá, coincidentes com os arcos de Purus e Jutaí. A sudeste o Bloco Japurá é limitado pela anomalia Madeira, coincidente com o Lineamento Madre de Dios-Itacoatiara (Igreja & Catique, 1997) ou Madeira (Leal et al., 1978), e a noroeste seu limite é determinado pela anomalia Nordeste do Amazonas, coincidente com o lineamento Tacutu (Montalvão et al, 1975) ou Guiana Central (Lima et al., 1982; Lima, 1984 a e b), ambas direcionadas NE-SW. As áreas com fortes anomalias gravimétricas correspondem, no modelo de Hasui et al. (1984), a cinturões de alto grau, onde ocorrem rochas granulíticas representantes da base da crosta alçada por cavalgamentos desenvolvidos em zona de colisão (Figura 6.8).

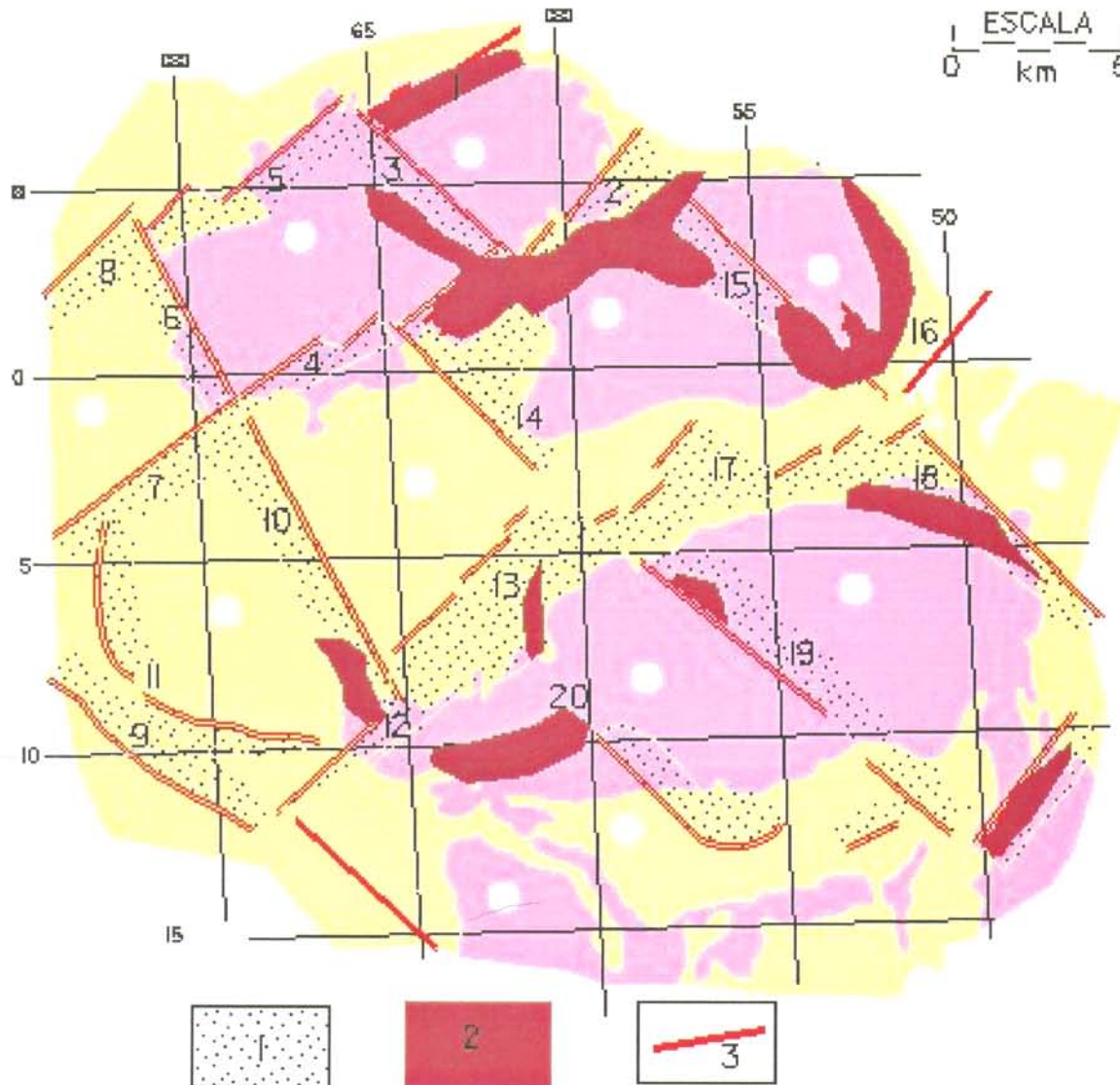


Figura 6.8. – Cinturões de alto grau na Amazônia, conhecidos e prováveis. 1 – Zonas de anomalias gravimétricas mais elevadas e lineares; (2) Áreas de ocorrências de rochas granulíticas ou rochas com densidade 2.7 – 2.85 g/cm<sup>3</sup>; (3) Descontinuidades indicadas pelos dados gravimétricos e MAGSAT. Designações dos cinturões e faixas de crosta adelgadas; (1) Imataca; (2) Guiana Central; (3) Parima; (4) Nordeste do Amazonas; (5) Meta; (6) Uaupés; (7) Leticia; (8) Alto Meta; (9) Serra do Divisor; (10) Baixo Juruá; (11) Acre; (12) Abunã; (13) Madeira; (14) Rio Negro; (15) Jari; (16) Amapá; (17) Baixo Amazonas; (18) Central do Pará; (19) Médio Tapajós; (20) Rondônia (Seg. Hasui et al., 1984).

No que se refere à Bacia do Amazonas, Wanderley Filho & Costa (1991), adotando o modelo de Hasui et al (op. cit.), admitem que a mesma instalou-se sobre um segmento crustal espessado, que deve ter resultado da evolução estrutural do Cinturão de Alto Grau Médio Amazonas (Cinturão Baixo Amazonas de Hasui et al., op. cit). Nesse contexto admitem: 1) que as prováveis falhas normais mestras da Bacia do Amazonas devem seguir rigorosamente as direções das zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento deste cinturão de alto grau; 2) as falhas

de transferência NW-SE, responsáveis pela estruturação em *dog leg* da Bacia do Amazonas, seguiram a orientação geral das falhas normais do Proterozóico Médio e que experimentaram movimentação compressiva no Proterozóico Superior; 3) Os elementos estruturais que compõem a arquitetura da Bacia do Amazonas foram fortemente controlados pela orientação das zonas de fraqueza do Pré-Cambriano, constituindo em um exemplo importante de tectônica ressurgente (Wanderley Filho & Costa, 1991). Dentre esses elementos estruturais, deram destaque aos que compõem o *Graben* do Cachimbo, cujas projeções para noroeste seriam coincidentes com as estruturas do Arco de Purus, referido como *Graben* Invertido de Purus (Figuras 6.9 e 6.10).

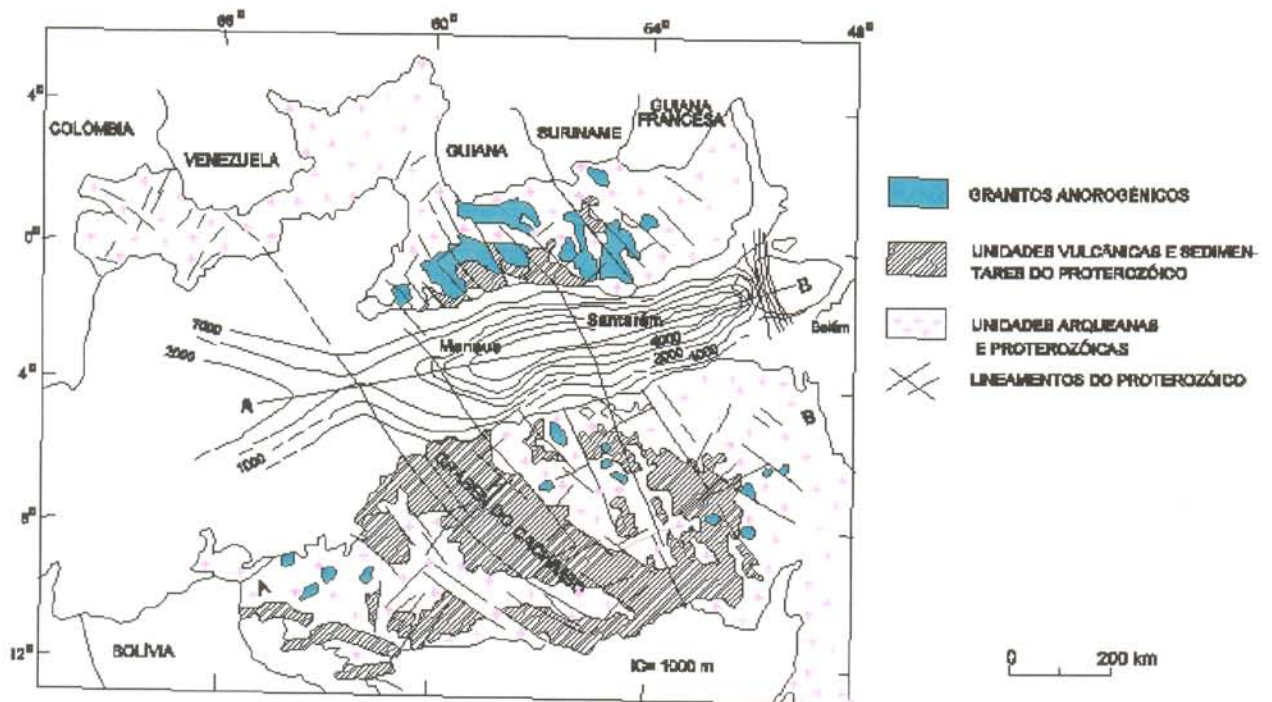


Figura 6.9 – Continuidade do *Graben* do Cachimbo para o Arco de Purus, segundo Wanderley Filho & Costa (1991).

Nota-se que são variadas as propostas para explicar a evolução mesoproterozóica do Cráton Amazônico, e por via de consequência, as variações nos valores radiométricos dos terrenos metamórficos de médio a alto grau. Independentemente do modelo adotado, há uma certa coincidência na delimitação geográfica dos eventos, em geral delineando-se províncias tectônicas, as quais, por sua vez, não diferem muito no tocante à distribuição espacial. Assim é que a distribuição geográfica da província afetada pelo Evento Paraense de Amaral (1974), ou Subprovíncias Amapá e Xingu de Amaral (1984), ou Uatumã de Issler (1975) e Santos (1978) e seus seguidores, não difere do conjunto Maroni Itacaiúnas - Amazônia Central de Cordani et al.

(1979) e Cordani & Brito Neves (1982), ou da Província Amazônia Oriental de Lima (1984a e b). O mesmo é válido para as demais províncias consideradas.

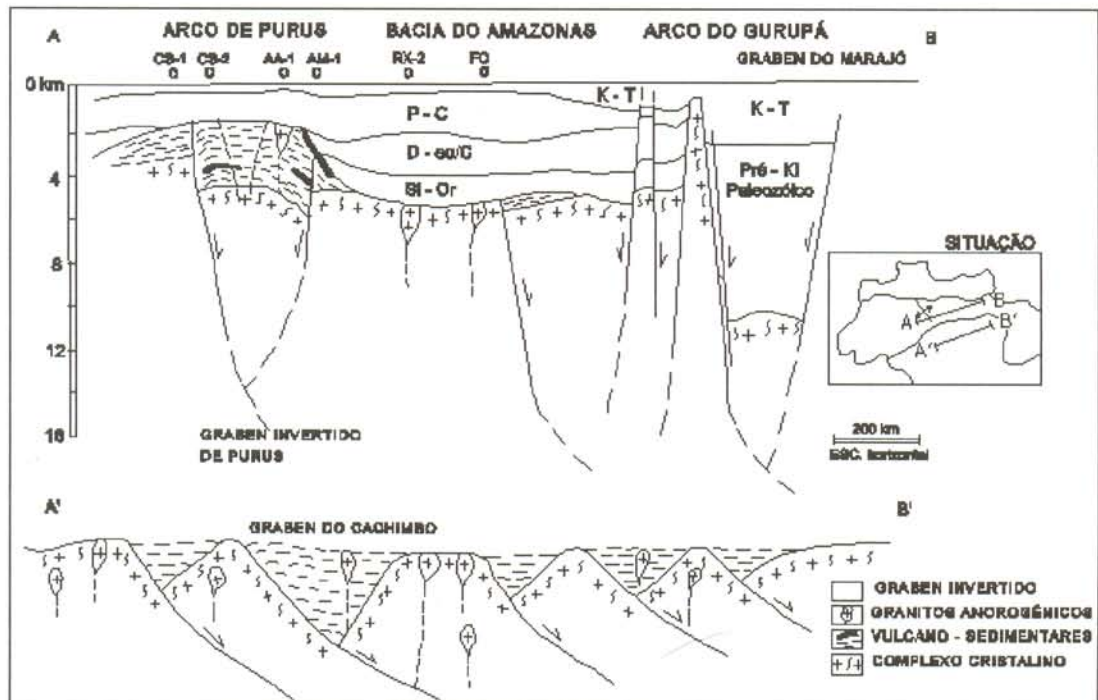


Figura 6.10 – Comparação das estruturas do embasamento com os arcos da bacia, segundo Wanderley Filho & Costa (1991).

### 6.2.2. O Quadro Fanerozóico

A paleotectônica fanerozóica diz respeito à evolução tectônica do Paleozóico ao início do Cenozóico das bacias do Amazonas e Solimões. A origem dessas bacias foi relacionada a um vasto *rift valley* por Loczy (1970, 1972) e Loczy & Ladeira (1980), formado já no Arqueano e, portanto, antecedente à Bacia Amazônica paleozóica. Sua formação fora causada por um sistema de falhas transcorrentes de direção E – W, responsável pelo rompimento da crosta. O afundamento das placas continentais, ao longo da zona de fraqueza, estabeleceu uma trincheira causada por correntes de convecção, desenvolvendo-se expansão de uma crosta oceânica. A subsequente ampliação dessa trincheira, na interpretação dos autores, seria resultado de um deslocamento lateral (*shifting*) diferencial para oeste dos escudos das “Guianas” e “Brasileiro” – também reconhecido como Escudo do Guaporé (cf. Almeida, 1967 e 1968) –, processo em que, à semelhança de uma zona transformante, o primeiro deslocara menos que o segundo. As deflexões de *Huancabamba*, ao norte, e *Pisco*, ao sul, no Peru, estariam relacionadas às falhas transcorrentes

da Fossa Amazônica em suas margens setentrional e meridional, respectivamente, que também coincidiriam com as zonas de fratura *São Paulo*, *Romanche* e *Chain* no Atlântico, e com as dorsais *Cornegie* e *Nasca*, no Pacífico, representando um grande sistema E-W de Geosutura Equatorial, que divide o continente sul-americano em dois blocos.

No que se refere à evolução mesozóica, Rezende (1971, 1972) e Rezende & Brito (1973), enfocando a origem do magmatismo toleítico nas bacias do Amazonas e Parnaíba nessa Era, acreditam que ao iniciar-se as separações dos continentes (América do Sul e África), estabeleceram-se, ao mesmo tempo, no hemisfério sul o “proto-Atlântico Norte e o proto-Atlântico Sul, separados pela Deflexão de Santa Cruz. Devido a esse evento, a “proto-América do Sul” , ficou, ao norte, nos domínios do Escudo das Guianas, sujeita a uma roto-translação sinistral, e, ao sul, no Escudo do Guaporé a uma roto-translação dextral (Figura 6.11). A existência de um ponto de fraqueza, na altura da atual foz do Amazonas, teria permitido que se propagasse intracratonicamente um sistema de fraturas simultâneas, que viria a atingir ambas as bacias por onde teria ascendido o magma toleítico. O magmatismo básico, conhecido com Suite Intrusiva Penatecaua (Bezerra et al., 1986), verificado na seção mesozóica das Bacias do Solimões e Amazonas, teria ascendido através da Fratura do Amazonas, a qual teria direção coincidente com o eixo da bacia, mas dividindo-se em vários ramos na direção NE-SW também coincidentes com grandes lineamentos antigos, como os lineamentos Tapajós-Abacaxis (Andrade & Cunha, 1971; Santos et al., 1975) e o Lineamento Madeira (Leal et al., 1978). A rotação do Escudo das Guianas teria sido mais intensa que aquela do Escudo do Guaporé. Estes movimentos (ou binários) produziram não só o fraturamento central da bacia (Fratura do Amazonas), mas sua progressão pelo fim do Mesozóico e Terciário, seria compensado pelo desenvolvimento ou reativação de estruturas antigas como falhas transcorrentes, dobras e fraturamentos que afetam a cobertura terciária. (Figura 6.11)

De acordo com Rezende & Brito (1973), no caso da Bacia Paleozóica do Amazonas, a atividade tectônica depende fundamentalmente da movimentação de estruturas antigas presentes nos cinturões tecto-origênicos que constituem o embasamento pré-cambriano sob a mesma. Esta condição, em outras palavras, quer dizer tectônica ressurgente a partir da reativação sistemática da estruturação dos escudos, e acumulando os efeitos de sua atividade no Paleozóico, Mesozóico e Terciário. Os autores demonstram, a partir da comparação da estruturação da bacia

obtida através de vários métodos de investigação - sísmica, gravimetria, aeromagnetometria, e de análise morfoestrutural, que as estruturas transversais ao eixo da bacia, impondo deslocamentos transcorrentes essencialmente dextrais em seu eixo, alinham-se compativelmente com as dos escudos que a delimitam.

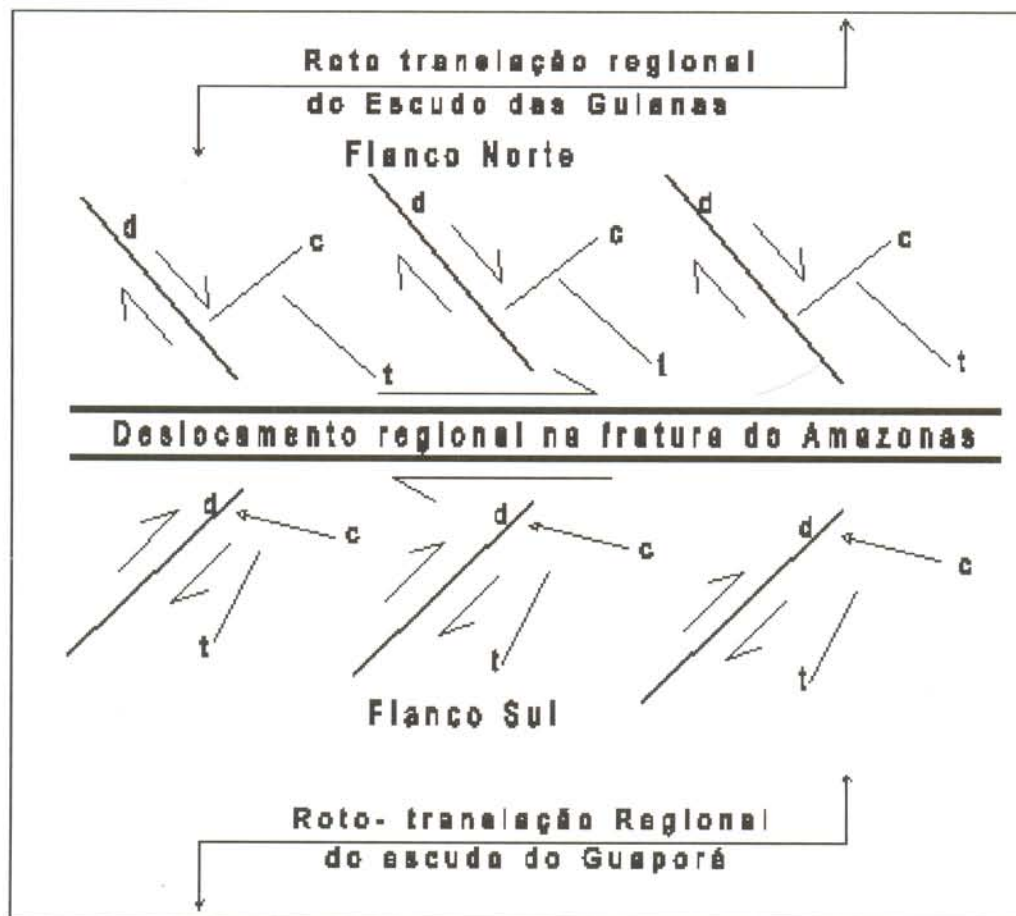


Figura 6.11 – Componentes tectônicos regionais da Bacia do Amazonas associados ao deslocamento ao longo da Fratura do Amazonas, segundo Rezende & Brito (1973). A componente “d” são fraturas de cisalhamento; “c” são dobramentos; e “t” são fraturamentos. A rotação sinistral nos escudos produziu movimentação dextral ao longo das discontinuidades.

Amaral (1975) relaciona a formação dessas bacias a um processo de ativação reflexa à compressão andina, que, entre outras conseqüências, teria desenvolvido o Arco do Rio Branco, classificado como uma antéclice, que se contrapôs a uma depressão paralela, a sinéclise do Amazonas.

Bahia & Abreu (1985) apresentam evidências geofísicas, estratigráficas, geocronológicas e geotectônicas que conduziram a classificação da bacia como um *rift*

proveniente de um sistema aulacogênico. Nesse contexto, o *rift* do Amazonas seria o ramo abortado de uma junção tríplice (ou múltipla) centrada na atual área geográfica e reentrância da foz do Amazonas, e desenvolvida sobre uma linha de fraqueza pré-brasiliana relacionada à dispersão de um supercontinente proterozóico (Rodínia) e abertura do Oceano Iapetus, por volta de 800 Ma. A formação de um fundo oceânico neste processo seria evidenciada pela ocorrência do Piroxenito Cuminá, datado em  $570 \pm 70$  Ma. A sedimentação da fase *rift* estaria representada pela Formação Prosperança, enquanto que a seção siluro-devoniana, associada à fase de subsidência termal desse ciclo. Nova reativação termal ao longo do *rift* iniciara-se no Permiano-Carbonífero com amplo soerguimento isostático regional, restrição de circulação marinha, e deposição de espessa seqüência de evaporitos, associada à reaglutinação de massas continentais para a formação do supercontinente Pangea, e fechamento do Oceano Iapetus. A dispersão de Pangea, individualizando e posteriormente desagregando o Gondwana, propiciou a reativação do *rift* do Amazonas e intrusão de volumoso magma toleítico na preexistente bacia paleozóica. A sedimentação da seqüência cretáceo-terciária, tipificada na Formação Alter do Chão, na Bacia do Amazonas, e pelas formações Ramon e Solimões, na bacia homônima, caracterizaria a fase de subsidência termal. Os deslocamentos transversais ao eixo da bacia apontados por Rezende & Brito (op. cit) como zonas transcorrentes, seriam mais compatíveis com a hipótese de deslocamentos transformacionais segundo lineamentos preexistentes, e claramente definidos nos escudos.

Outra importante contribuição para o entendimento da estruturação do Paleozóico e Mesozóico da bacia sedimentar foi dada por Szatmari (1984), que descreve os mecanismos de desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Juruá que afeta, principalmente, a seção carbonífero-triássica da Bacia do Solimões, onde se desenvolveram à suas expensas, importantes trapas para acumulação de hidrocarbonetos (petróleo e gás da região do Urucu, no Amazonas). Esta faixa de dobramentos situar-se-ia ao longo de um importante lineamento que atravessa o continente sul-americano, desde a deflexão de Pisco, na costa pacífica, até a Bacia da Guyana, na costa atlântica. Este lineamento no Escudo das Guianas foi denominado de Lineamento Tacutu, por Montalvão et al. (1975). Caracteriza um exemplo típico de tectônica ressurgente, posto que corresponde espacialmente ao Cinturão Granulítico Guiana Central, de Lima et al. (1982), à Província Guiana Central de Lima (1984a e b) ou Cinturão de Alto Grau Guiana Central de Hasui et al. (1984), à Zona Compartmental Boa Vista - Caracará (Costa et al., 1991b; Costa & Hasui, 1992) e ao

Cinturão *K'Mudku*. Os primórdios da sua evolução remontariam ao Proterozóico Inferior, entre 1.800 e 2.000 Ma, que é a idade do embasamento regional, denominado de Complexo Mucajaí, por Lima et al. (1982), e de complexos Cauaburi, ao sul da serra do Aracá (Roraima) e Rio Urubu, ao norte (CPRM., 1997). Foi, no entanto, reativado ao final do Mesoproterozóico (Episódio rúptil *K'Mudku*, Barron, 1969), no Devoniano (Episódio Taiano, Amaral, 1974, Montalvão et al., 1975) e no Mesozóico (*rift* do Tacutu).

De acordo com Szatmari (1984), a movimentação mesozóica responderia pelo desenvolvimento da Faixa de Dobramentos do Juruá, cujo mecanismo de formação estaria vinculado à separação entre a América do Norte e a África (fragmentação de *Pangea*), a qual teria se estendido à margem setentrional do continente sul-americano, afastando a parte ocidental contígua com a América do Norte, da parte oriental unida à África. A conseqüente rotação anti-horária do bloco noroeste da América do Sul abriu o Graben do Tacutu a nordeste, em continuação do *rift* Norte-Atlântico, e produziu compressão ao longo da extensão sudoeste da mesma zona desenvolvendo assim a faixa de dobramentos.

Para Costa et al. (1991 a e b), as estruturas mesozóicas da região norte do Brasil são representadas essencialmente por falhas normais e falhas transcorrentes, que se relacionam a dois domínios ou compartimentos tectônicos distintos em termos de cinemática e geometria das bacias associadas. Estes foram denominados de Oriental e Ocidental, que se articulam na altura do meridiano 52°, coincidindo aproximadamente com o traço geral do Cinturão Araguaia (Figura 6.12). O Compartimento ou domínio Oriental inclui as bacias do Marajó, Bragança-Viscu, São Luis, Ilha Nova, Pará-Maranhão, Barreirinhas e Alto-Sanfranciscana, além da borda oeste atual da Bacia do Parnaíba. A evolução estrutural dessas bacias durante o Mesozóico seria caracterizada por um regime extensional com eixo distensivo orientado para ENE-WSW. O Compartimento Ocidental engloba a Bacia de Tacutu e as depressões que acolheram a Formação Alter do Chão, no domínio das bacias do Solimões e do Amazonas, cujo desenvolvimento vincula-se a um eixo extensional NW-SE.

Campos & Teixeira (1988) a partir de registros sísmicos, estudaram os estilos estruturais observados na Bacia do Baixo Amazonas reconhecendo dois ciclos tectônicos. O ciclo paleozóico seria parcialmente reconhecido, devido à sua baixa amplitude e à qualidade do registro sísmico, mas seria caracterizado por zonas de charneira e feições monoclinais associadas

a falhamentos normais delimitantes de plataformas estruturais a norte e a sul da atual calha da bacia. O ciclo mesoceno-zóico seria identificado por esforços compressoriais e cisalhantes controlados por antigas linhas de fraqueza crustal, originando estruturas transpressionais e transtensionais. Para explicar a origem do estilo estrutural do Mesozóico propõem um modelo geométrico no qual esforços de compressão regional E-W atuaram sobre uma zona de fraqueza preexistente. Se a direção da fratura preexistente for perpendicular ou oblíqua de alto ângulo à direção do esforço, as estruturas sofreram deformação compressional. Se, no entanto, a direção for oblíqua de baixo ângulo, um efeito cisalhante ou transicional compressivo-cisalhante deverá ocorrer, sendo sinistral ou dextral conforme a direção regional do fraturamento. Os esforços de direção WSW responsáveis pelo rompimento da ligação entre as placas Sul-Americana e Africana, no leste equatorial, encontrariam uma reação de mesma direção e sentido contrário, ENE, originada na faixa Andina, criando um campo de tensões E-W no interior do continente sul-americano (Figura 6.13).

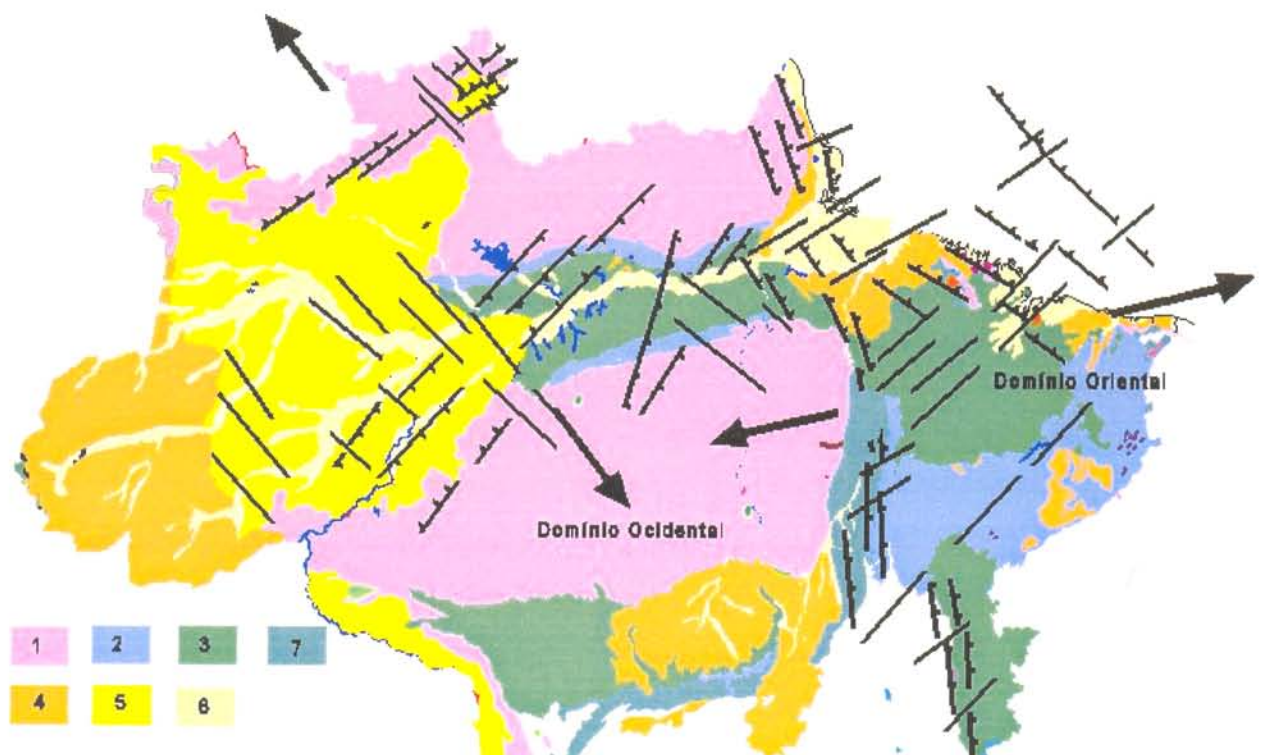


Figura 6.12 – Configuração geral das falhas e eixos extensionais do Mesozóico na região norte (Costa et al. (1991 a e b)). As convenções são: (1) Embasamento; (2) Bacias paleozóicas; (3) Bacias mesozóicas; (4) Bacias terciárias; (5) Bacias tércio-quaternárias; (6) Planícies fluviais holocênicas; (7) Faixa Araguaia. Setas indicam a posição do eixo extensional em cada domínio; traços são falhas, sendo NE-SW, falhas normais, e NW-SE, falhas de transferência.

No item anterior foram apresentadas as variadas propostas para explicar as variações nos valores das idades radiométricas obtidas para as rochas do *Craton* Amazônico, havendo diversos modelos que, no geral, vislumbram a ocorrência de províncias tectônicas, absolutamente coincidentes no que diz respeito à distribuição espacial. Os limites dessas províncias apresentam uma notável coincidência com altos estruturais do embasamento que estabelecem compartimentações na grande área sedimentar drenada pelo sistema Solimões-Amazonas, genericamente referida como Bacia do Amazonas (Bacias do Acre, Alto Amazonas ou Solimões, Médio Amazonas e Baixo Amazonas).

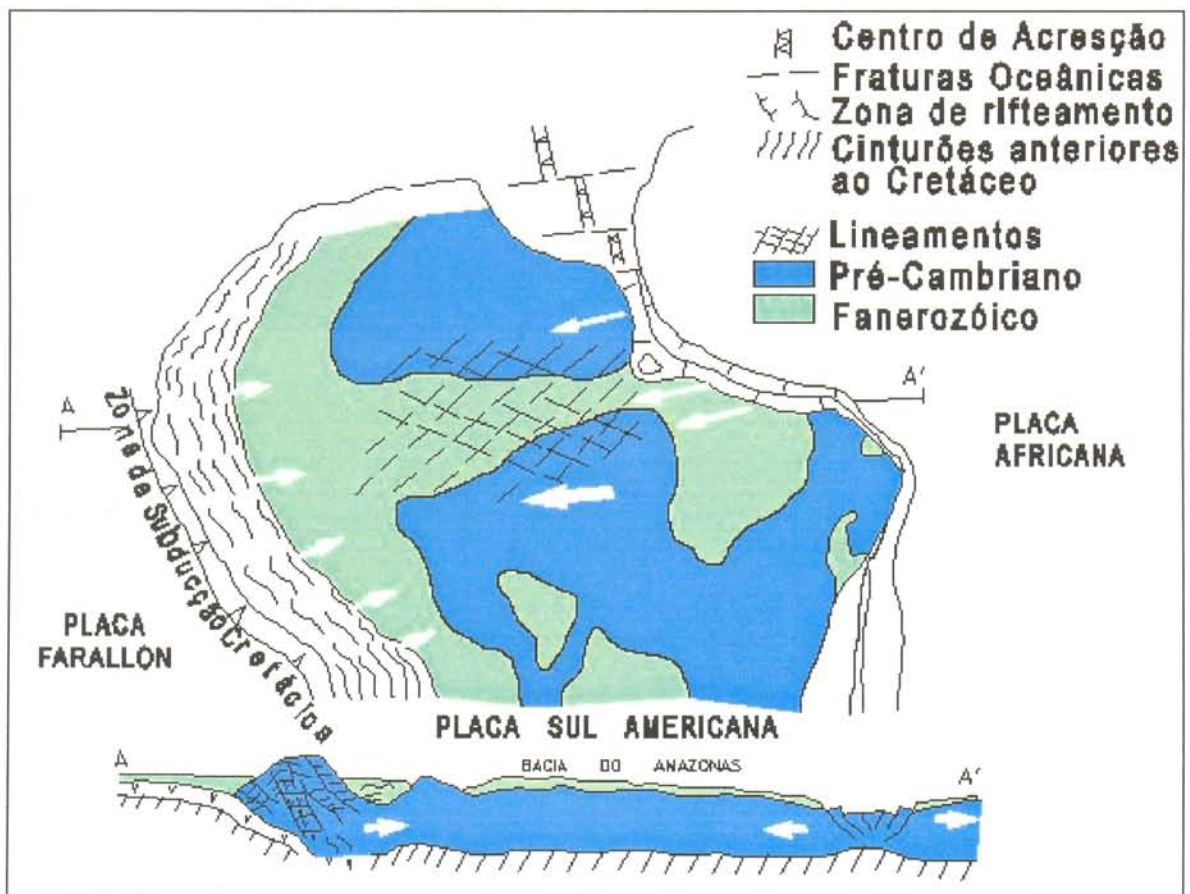


Figura 6.13 – Direções dos esforços intra-placa eo-cretáceos, segundo Campos & Teixeira (1988). Setas brancas indicam o sentido de movimento das placas

A coincidência entre os limites dessas províncias de idade com os arcos do embasamento foi aventada por Amaral (1974, 1975, 1984), Cordani et al. (1984) e Cunha (1991), de forma que o embasamento da Bacia do Baixo Amazonas corresponde ao prolongamento da

província afetada pelo Evento Paraense ou Transamazônico (Santos, 1978, 1984; Schobbenhaus et al., (1981) e também ao da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas do Proterozóico Inferior; o embasamento da Bacia do Médio Amazonas corresponde à extensão da Província Amazônia Central (*Quasicráton* do Xingú, de Cordani & Brito Neves, 1982) indicadas por Cordani et al. (1979, 1984) e por Lima (1984a e b); e o embasamento da Bacia do Alto Amazonas ou Solimões corresponde ao prolongamento da Faixa Móvel Rio Negro - Juruena ou à província afetada pelo Evento Madeirense de Amaral (1974) e Parguazense de Santos (1978, 1984) e Schobbenhaus et al. (1981), contexto em que o embasamento da Bacia do Acre corresponderia à extensão da Faixa Móvel Rondoniana (Cordani et al., 1984), ou da área afetada pelo Evento Rondoniense de Amaral (op. cit) ou Evento Rondoniano de Santos (1978).

Tal constatação também foi aceita por Cunha (1991) que, no entanto, admite que o limite oriental do Cinturão ou Faixa Rondoniana é representado no interior da bacia pelo Arco de Jutai, que subdivide a Bacia do Alto Amazonas ou Solimões em duas sub-bacias denominadas de Juruá e Jandiatuba, faltando ser esclarecido, o significado do Arco de Iquitos em relação às estruturas do embasamento, em face da sua posição no interior da Faixa Rondoniana ou Cinturão Móvel Rondoniano (Figura 6. 14).

Wanderley Filho & Costa (1991) também apontam evidências de que os arcos estruturais, que promovem a compartimentação da bacia paleozóica do Amazonas, guardam forte correspondência com o padrão litoestrutural do embasamento proterozóico. Aceitando os postulados de Costa & Hasui (1992) - trabalho que na época estava no prelo, admitiram que as falhas normais do Proterozóico, e que alojam espessas seqüências de cobertura do Mesoproterozóico em grabens e hemigrabens orientados NW-SE, teriam funcionado durante o paleozóico como falhas de transferência das falhas normais mestras que definem as charneiras da Bacia do Amazonas. A região correspondente ao Arco de Purus seria o prolongamento do Graben do Cachimbo, ambos tendo sofrido inversão positiva no final do Proterozóico. Durante o rifteamento e posterior subsidência responsáveis pela instalação das bacias do Amazonas e Solimões, o Arco de Purus teria funcionado como uma zona compartimental. Nesse contexto, o arco de Purus é representado pelos autores como um graben invertido com mais de 200 km de extensão transversal, limitado durante o início do Paleozóico por falhas inversas convergentes, padrão idêntico ao do *Graben* do Cachimbo (Figuras 6.9 e 6.10). Os segmentos transtrativos e

transpressivos dos sistemas transcorrentes meso-cenozóicos adaptaram a estruturação em *dog-leg*, criada no Paleozóico e representada por falhas normais orientadas NE-SW ou ENE-WSW, e falhas de transferência de direção NW-SE.

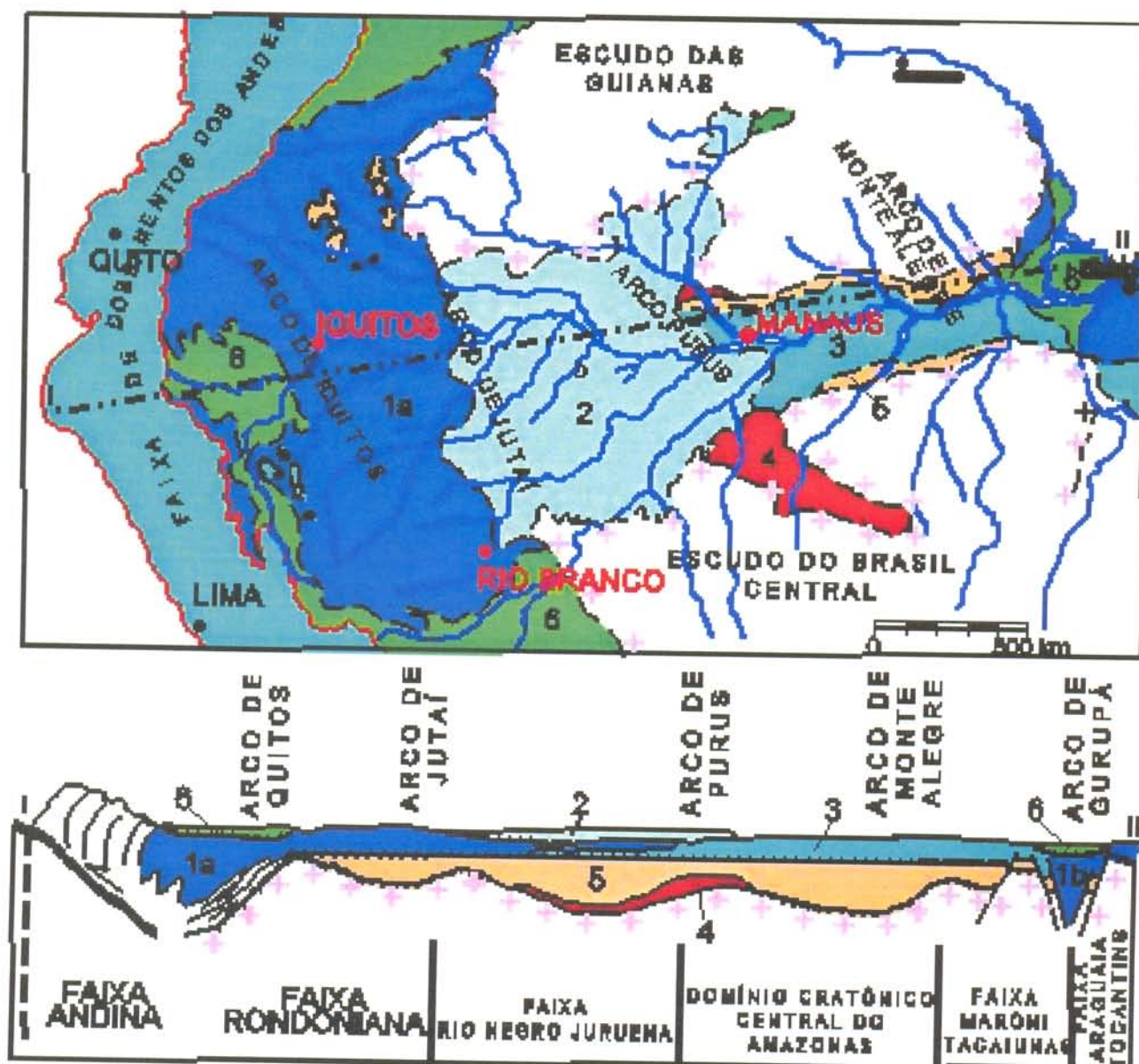


Figura 6.14 – Bacias paleozóicas, arcos do embasamento das bacias e as relações com as faixas móveis do Craton Amazônico segundo Cunha (1991). (1) a-Formação Solimões, b-sedimentos terciários; (2) Formação Içá; (3) Formação Alter do Chão; (4) coberturas proterozóicas; (5) rochas paleozóicas; (6) coberturas do Quaternário.

Depreende-se, do exposto, que a estruturação antiga do *Craton* Amazônico, independentemente do modelo evolutivo adotado, exerce forte influência sobre a geometria e preenchimento sedimentar paleozóico, mesozóico e cenozóico das bacias do Acre, Solimões e Amazonas. Dentre as estruturas antigas referidas anteriormente são de interesse para a discussão aqui apresentada (Figura 6.1):

1. As estruturas coincidentes com o Arco de Purus, que correspondem no modelo mobilista: a) ao prolongamento para o interior da bacia da zona de colisão entre a Província Amazônia Central e a Faixa Móvel Rio Negro-Juruena (Cordani et al., 1979; Tassinari, 1981; Cordani & Brito Neves, 1982); b) ao Cinturão Granulítico Rio Negro que representa a zona de justaposição entre os blocos crustais Japurá e Maecuru, de Hasui et al. (1984); c) ao limite entre os cinturões de alto grau Parima e Rondoniano, de Lima (1984 a e b). No modelo fixista, as estruturas coincidentes com o Arco de Purus são as que estabelecem os limites entre as áreas afetadas pelo Evento Madeirense e Rondoniense, de Amaral (1974), ou entre o Transamazônico e *Parguazense*, de Santos (1978) e Schobbenhaus et al. (1981), ou a continuidade para o interior da bacia das falhas que limitam o Graben do Cachimbo (Wanderley Filho & Costa, 1991).
2. O Alto de Jutai como limite oriental do Cinturão Rondoniano com a Faixa Rio Negro Juruena, ou das áreas afetadas pelos eventos Madeirense e Rondoniense, de Amaral (1974, 1984) ou *Parguazense* e Rondoniense de Santos (1978, 1981, 1984), Schobbenhaus et al (1981) e Schobbenhaus & Campos, 1984).
3. O prolongamento para o interior da bacia sedimentar do Lineamento Tacutu (Montalvão et al., 1975) ou Guiana-Central (Lima et al. 1982; Lima, 1984 a e b; Hasui et al., 1984; Costa & Hasui, 1991 e 1992), este por exercer importante controle sobre o estabelecimento da rede de drenagem no canto do noroeste da área pesquisada.
4. O Lineamento Madeira (Leal et al., 1978), ou Itacoatiara-Madre de Dios (Igreja & Catique, 1997) ou Tupinambarana (Bemerguy, 1997), que se estendendo da Bacia do Beni na Bolívia, onde controla os cursos dos rios Beni e Madre de Dios, adentra o território brasileiro pelo noroeste de Rondônia controlando todo o curso dos rios Madeira e Purus até sua foz no Amazonas, atingindo o canto sudeste da área de pesquisa..

Nas linhas seguintes serão discutidos os efeitos do regime neotectônico sobre essa estruturação antiga.

### 6.3. A NEOTECTÔNICA E A TECTÔNICA RESSURGENTE

#### 6.3.1. Fundamentação teórica

Considerando-se que o regime neotectônico começa em tempos diferentes em lugares diferentes (Mörner, 1990), uma das principais discussões em neotectônica diz respeito a até onde se deve retroceder no tempo geológico para definir o início da implantação desse regime, principalmente numa região intraplaca (Stewart & Hancock, 1994). O termo neotectônica teria sido proposto por Obruchev<sup>1</sup> apud Becker (1993) para designar a tectônica da história geológica mais recente, e que abrangeria do começo do Neogeno ao presente, i.e., durante os últimos 24 Ma. Stewart & Hancock (op. cit), citando este mesmo autor, dizem que o termo foi empregado para descrever o estudo dos movimentos jovens e recentes que ocorreram no fim do Terciário e primeira metade do Quaternário.

Vários pesquisadores definiram neotectônica como o estudo das estruturas e história estrutural da crosta da terra desenvolvida após o Mioceno, incluindo os últimos 5.5 Ma do Plioceno e o Quaternário (Gary et al., 1972; Bates & Jackson, 1980; Slemmons & Depolo, 1986; Slemmons, 1991). Na opinião de Becker (1993) a seleção de uma data neogênica ou quaternária arbitrária, para definir o regime neotectônico, pode provocar o risco de ser aplicada globalmente sem o conhecimento detalhado da evolução estrutural da crosta da terra. Para o autor, na prática, definições que não levam em consideração as mudanças na evolução estrutural ficam em desvantagem, quando geólogos de campo definem o período neotectônico pela análise da estrutura tectônica. Portanto, uma definição do período neotectônico baseado somente na sua juventude em comparação com a história geológica seria insuficiente. O termo tectônico tem de ser enfatizado, ajudando a distinguir o período neotectônico dos períodos prévios pelo seu estilo de deformação tectônica.

Sengor et al. (1985) definiu um período neotectônico como o tempo que decorreu desde a última grande reorganização tectônica geral em uma região de interesse. Em cinturões

<sup>1</sup> OBRUCHEV, V.A. 1948. *Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki*. Izv. Akad Nauk SSSR Ser. Geol. 5.

colisionais jovens uma grande reorganização tectônica pode admitir-se que tenha ocorrido no passado recente. A respeito dessa definição Becker (op. cit) argumenta que para crátons antigos, distantes dos limites ativos de placas, o intervalo de tempo decorrido desde a última reorganização tectônica deve contradizer o termo "neo" em neotectônica. Para Becker (op. cit), a definição dada por Sengor et al. (1985) é sensível e de fácil utilização pelos geólogos de campo em cinturões colisionais jovens, mas apresenta vários problemas semânticos fora dessas zonas. Uma outra definição comentada e igualmente questionada por esse autor foi apresentada por Hancock & Williams (1986), para quem, em uma dada região a fase neotectônica deve ser considerada como tendo começado quando a configuração atual dos limites das placas e seus movimentos tenham se estabelecido. Contrariando esta definição Becker (op. cit) argumenta que, para a maioria das regiões da terra, os limites das placas e seus movimentos foram estabelecidos no Mesozóico ou Cenozóico, estendendo a duração do período neotectônico para 250 Ma ou mais. Adicionalmente, é em geral duvidoso se os limites das placas e os seus movimentos foram estabelecidos aproximadamente ao mesmo tempo. Para os geólogos de campo, surgiria um problema a mais com esta definição, porque mudanças nos movimentos das placas e a geração de limites de placas não são facilmente identificáveis na região intraplaca. De melhor aplicação, em regiões intraplaca, seria a proposta de na qual considera que a fase neotectônica em uma determinada região começou quando se estabeleceu o atual campo de *stress* (Hancock & Williams, 1986)

Conseqüentemente, para Becker (1993), a definição do período neotectônico deve ser baseada em uma multiplicidade de dados, e ser igualmente aplicável a diversos ambientes tectônicos, tais como: margens de placas e regiões intraplaca. O começo de um período neotectônico pode ser determinado pelo estabelecimento das margens de placas atuais, o campo de *stress* tectônico, vulcanismo e deformações tectônicas atuais relevantes, e que são características dos períodos geológicos mais jovens, mas não, ou não exclusivamente, dos mais antigos. O período neotectônico pode ser considerado como tendo começado quando mudanças características na evolução tectônica de uma dada região ocorreram pela última vez. Nem todas as características usadas para a definição de um período neotectônico começaram ou terminaram ao mesmo tempo. Dessa forma, existe um período de transição, onde algumas peculiaridades dos períodos tectônicos anteriores persistem paralelamente às do período neotectônico. Onde existe um intervalo de tempo mais amplo, o começo do período neotectônico pode ser definido pelos

primeiros marcadores de tempo por onde a maioria das mudanças características da evolução tectônica de uma dada região ocorreu (Becker, op. cit).

Estas considerações estão de acordo com as apresentadas por Stewart & Hancock (1994) que definem neotectônica como o ramo da tectônica relacionado com os movimentos atuais da terra, podendo representar uma continuidade dos movimentos do passado. Para os autores, as estruturas neotectônicas desenvolvem-se no regime tectônico corrente, abrangendo, nessa conceituação, o estado de deformação prevalecente dentro de uma região intraplaca.

As regiões intraplaca, caso da área pesquisada, de uma maneira oposta às margens de placas, são caracterizadas por deformações tectônicas menos vigorosas, tais como: inversão de bacias, rifteamento e movimentos epirogênicos. No caso da Plataforma Sul-Americana, o regime tectônico corrente é aquele que sucedeu o regime extensional denominado de Reativação Wealdeniana, por Almeida (1967) e de Sul-Atlantiana, por Schobbenhaus & Campos (1984), iniciado no limiar do Paleozóico - Mesozóico.

Mendiguren & Richter (1978), numa tentativa de determinar as direções e as origens do campo *stress* no interior da placa Sul-Americana, analisaram através de métodos de solução de plano nodal e plano focal as informações disponíveis para 5 terremotos com magnitude maior que 6 registrados nesta região intraplaca. Observaram que, a despeito de nem todos mostrarem uma solução de plano nodal bem definida, todos compartilhavam uma mesma característica de serem eventos produzidos por falhas reversas. Concluem, em vista disso, que o *stress* desviatório intraplaca dominante é gerado por falhas reversas produzidas ou movimentadas por compressão horizontal, com um azimute comum para o eixo de compressão em todos os eventos situado na direção NW-SE. Esta constatação estaria a indicar que o vetor de *stress* compressional na região intraplaca sul-americana pode ser explicado por uma resultante de forças que envolvem: 1) aquelas produzidas pela dorsal meso-atlântica que empurra a placa para oeste; 2) a resistência oferecida a este movimento pelo arrasto da sua base na astenosfera; 3) a resistência oferecida pelas placas vizinhas nos limites norte e oeste, ou seja, ao longo da zona de subducção pacífica e dos limites entre as placas Sul-Americana e Caribe. Esta resultante de forças seria o *stress* desviatório compressional horizontal definido para placa Sul-Americana com um máximo na direção aproximada NW-SE (Figura 6.15).

Hasui (1990) aponta várias evidências demonstrativas de que o regime sucedâneo ao extensional mesozóico, i.e, o regime neotectônico, seria essencialmente transcorrente na região intraplaca em que se situa o território brasileiro, o que estaria em acordo com uma compressão horizontal conforme definido por Mendiguren & Richter (1978). As principais evidências foram obtidas a partir de medidas de tensões por meio de análise estrutural; da sismologia através da solução do plano focal; de medidas de tensões *in-situ*; e da análise de modelos derivados da tectônica de placas, em todos os casos apontando para a atuação de compressão e distensão horizontais, características inerentes aos regimes transcorrentes.

Hasui (op. cit), embora ressalte a dificuldade para a datação precisa da implantação do regime neotectônico no Brasil, situa o início da deposição da Formação (Grupo) Barreiras e do último pacote das bacias costeiras, e o fim das manifestações magmáticas no território brasileiro, datada em 12 Ma, como balizadores da época do início das manifestações neotectônicas. Isto posto, situa o Mioceno Médio como a época mais provável para a mudança do regime extensional paleotectônico para o transcorrente neotectônico, podendo ser consideradas como neotectônicas as manifestações tectônicas do Neogeno e Quaternário.

Diversos experimentos visando a determinação do campo de *stress* intraplaca, foram produzidos utilizando solução do plano focal de terremotos e breakouts em poços de petróleo (Assunção et al., 1983; Assunção & Suarez, 1988; Coblenz & Richardson, 1996; Lima et al. 1997; Assunção, 1998) . Na grande maioria desses estudos a tensão horizontal máxima obtida situa-se em torno da direção E-W sendo atribuída a esforços de natureza direcional na parte leste do continente sul-americano, com uma maior intensidade de esforços de natureza compressional para oeste, nas proximidades da cadeia andina. Para a região da Amazônia um experimento apresentado por Assunção et al. (1983) empregou a solução de plano focal e plano nodal, para definir as fontes do sismo de Codajás ocorrido em 05/08/1983. Os autores concluem que o sismo em questão foi um movimento predominantemente reverso de direção NW-SE, com eixo de compressão máxima situado a ENE-WSW. Lima et al. (1997) estudaram os dados de *breakout* de três poços para petróleo na Bacia do Médio Amazonas, encontrando uma orientação média para o campo de *stress* horizontal máximo na direção NW-SE, o que é concordante com o admitido a partir das medidas de orientação média de estrias e planos de falha na Amazônia, e com *stress* compressional desviatório calculado por Mendiguren & Richter (1978).

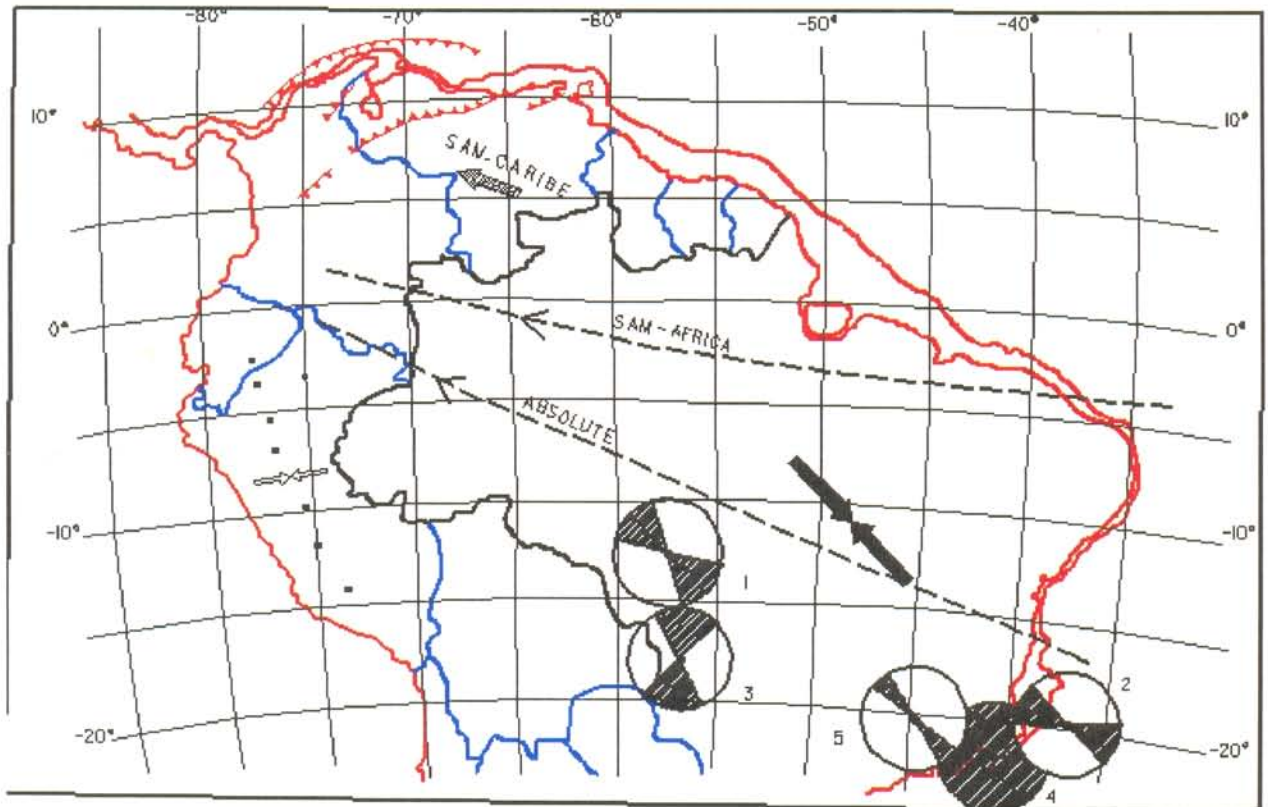


Figura 6.15 – Determinação do *stress* compressional desviatório na Placa Sul-Americana, de acordo com Mendiguren & Richter (1978) a partir da solução de plano nodal de 5 terremotos (centro dos círculos) com magnitude maior que 6. A série de azimutes do eixo de pressão de solução de plano nodal é indicado por setores cheios no interior dos círculos. Setas cheias indicam a direção do *stress* compressional desviatório na América do Sul. Setas interrompidas indicam a direção do movimento relativo entre as placas Sul-Americana (SAM) e Caribe. Setas abertas indicam a direção do eixo de pressão da solução de plano nodal de terremotos rasos estudados por Stauder<sup>1</sup> apud Mendiguren & Richter (1978).

O estudo da neotectônica no Brasil em geral, e na sua região amazônica em particular, sofreu grandes avanços ao longo da década de 90, com a publicação de inúmeras pesquisas envolvendo o assunto. Os resultados, de um modo geral, estão de acordo quanto a natureza transcorrente do regime neotectônico originalmente proposto por Hasui (1990), mas já aventados por experimentos sismotectônicos e de medidas de tensões *in-situ*, conforme citado no parágrafo anterior. Ressalte-se também que estes resultados são bastante coerentes quanto a posição dos campos de tensões neotectônicas na região intraplaca, indicando o posicionamento NE-SW do campo extensional, e NW-SE do compressional, ambos horizontais ou de baixo ângulo, conforme se depreende das sínteses apresentadas por Bemerguy & Costa (1991), Costa et al. (1991 a e b, 1995 e 1996), Borges et al. (1995 a e b), Bemerguy et al. (1997), Bezerra (1996),

<sup>1</sup> STAUDER, W. 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80:1053-64

Bezerra & Costa (1996a, b e c), Ferreira Junior (1996), Igreja & Catique (1997), Costa & Hasui (1997), Bemerguy et al. (2002) entre outros.

Costa et al. (1996) fazem uma avaliação geral de todos esses trabalhos, e, analisando as relações entre os principais elementos tectônicos que conformam a placa Sul-Americana (Cordilheira dos Andes, Sistema Montanhoso do Caribe, a Cadeia Meso-Atlântica e a região intraplaca) apresentam considerações sobre a natureza ou fatores indutores deste regime direcional neotectônico. Na oportunidade, observam que a borda norte da Placa Sul-Americana é do tipo conservativo – i.e., o Sistema Montanhoso do Caribe, cf. Almeida et al. (1978)- marcado por um cinturão transcorrente dextral, que funciona ininterruptamente desde o Paleoceno e possui todos os elementos dos complexos arranjos do regime direcional. A borda oeste – Cordilheira dos Andes - é do tipo colisional e suas estruturas compressivas fundamentais decorreram sobretudo de movimentos do Eoceno e do Mioceno. Quando das movimentações entre essas duas bordas no Terciário Inferior ainda vigia o regime extensional no interior da placa (Evento Sul-Atlântico); o forte alçamento gerado a oeste – cadeia orogênica andina - apenas induziu a uniformização dos principais corredores de drenagem que tiveram seus fluxos desviados para leste. No Oligoceno, os movimentos tectônicos continuaram nas duas bordas, enquanto no interior da placa reinava um importante período de estabilidade, marcado pelo desenvolvimento de um perfil laterítico denominado de maduro, por Costa (1991). A partir do Mioceno começou a incidir, no interior da placa, o regime direcional dextral que responde pelo quadro neotectônico e não há mudanças na natureza dos movimentos das bordas da Placa Sul-Americana. Diante dessas considerações concluem resumindo em dois pontos básicos: 1) o quadro neotectônico da Amazônia instalou-se em um segmento crustal fortemente anisotrópico e descontínuo, e sua complexidade se deve à participação efetiva das estruturas preexistentes e ao próprio caráter do regime direcional; 2) o quadro neotectônico da Amazônia não tem relação direta com o desenvolvimento do Cinturão Orogrênico Andino nem com o Cinturão Transcorrente do Caribe.

Independente da natureza do regime neotectônico, admite-se no contexto da presente pesquisa, a título de fundamentação teórica, que:

1. O regime neotectônico iniciou-se no Mioceno, sendo portanto neotectônicas as estruturas identificadas nos domínios da Formação Içá e nos depósitos das planícies e terraços holocênicos e pleistocênicos.

2. O regime neotectônico é induzido por um campo de tensões que envolve compressão e distensão horizontais, ou próximo da horizontal, orientadas regionalmente NW-SE e NE-SW, respectivamente, e portanto de natureza transcorrente ou direcional, com componentes transtensivos e transpressivos.
3. A atuação desse campo de tensões sobre a estruturação paleotectônica pode induzir a sua reativação como falhas transcorrentes, normais ou inversas, a depender do ângulo entre as feições reativadas e as tensões.
4. Campos de tensões locais induzidos pela interação entre as estruturas geradas ou regeneradas pelo regime neotectônico, também podem resultar no desenvolvimento de estruturas com movimentação vertical, sob a forma de falhas normais ou inversas, com ou sem movimentação direcional associada.

### **6.3.2. O Quadro Atual dos Conhecimentos**

As primeiras referências a estruturas neotectônicas na Amazônia devem-se a Sternberg (1950), que atribui à ação da tectônica o padrão acentuadamente ortogonal, com direções preferenciais NW-SE e NE-SW, freqüentemente notadas na rede de drenagem, a presença de rios e suas dilatações lacustres ocupando vales que se quebram em ângulos retos e a intensa relação do fenômeno das "terras caídas" com planos de falha. Sugeriu que a sobrecarga sedimentar teria provocado a movimentação tectônica ao longo de faixas de fraqueza preexistentes na crosta da terra, por baixo das camadas mais novas que hoje nivelam a planície amazônica. O paralelismo existente entre certos rios da área, como os rios Negro e Urubu, foi ressaltado como evidência dessas movimentações, mostrando em mapa o padrão retangular da rede de drenagem, em grande parte da Amazônia.

Almeida (1974a) identificou em imagem de radar banda X, e em fotografias aéreas no espectro do infravermelho, da região das folhas SA.20-Manaus, SA.19-Içá, SB.19-Juruá e SB.20-Purus, um tipo de drenagem especial a qual denominou de festonada, interpretada como controlada por antigas cicatrizes de meandros de um sistema fluvial que drenava a região de leste para oeste, sentido oposto ao do atual sistema fluvial. Interpreta fenômenos de captura de alguns rios, e inversão de corrente de outros, como relacionados à tectônica recente. Neste mesmo ano, o autor em Almeida (1974b), detalha a sua interpretação sobre o significado fotogeológico desse

padrão de drenagem, na qual tece amplas considerações relacionadas a movimentações verticais da zona subandina, formando áreas inicialmente subsidentes ao longo da zona pericratônica que margeia os Andes Orientais, com grande acúmulo de sedimentos cenozóicos, onde se inclui a Formação Solimões. Nesse contexto, a drenagem festonada representaria a adaptação do atual sistema a marcas de meandros de um sistema fluvial diferente do atual, com sentido inverso, ou seja, de leste para oeste, a partir de áreas supostamente elevadas correspondente ao Arco de Purus, em direção às áreas subsidentes da zona subandina - Bacias do Alto Amazonas, Acre, faixa pericratônica peruana, *Lhanos Orientales*, e vale do rio Orenoco. Com o ápice da orogenia andina no fim do Terciário, as áreas antes subsidentes foram soerguidas, expondo os sedimentos acumulados aos processos erosivos, e invertendo o sentido das correntes fluviais até a situação atual.

Almeida (1975) descreve várias feições morfológicas e morfoestratigráficas presentes na planícies dos principais rios da região do Alto Amazonas, dentre as quais diferentes conjuntos de aluviões, evidenciando fases superpostas de construção da planície atual, e pelo menos três níveis de terraços ao longo do rio Solimões indicando translações laterais desse rio durante o Quaternário. Descreve ainda curvaturas anômalas e longos trechos retilíneos. Estas feições estariam diretamente ligadas aos fenômenos tectônicos da borda setentrional da bacia, ocorridos durante o Cenozóico, possivelmente o Quaternário.

Tricart (1977 a e b) verificou em imagens de radar várias das feições sugeridas por Sternberg (op. cit), e inferiu o controle tectônico de vários trechos dos rios Negro e Solimões, como o deslocamento desses rios para SW, em consequência da adaptação a falhas orientadas NW-SE e NE-SW.

O controle estrutural da rede de drenagem da Amazônia também foi enfatizado através dos trabalhos de Howard (1967), Miranda (1984), Lima (1988), Cunha (1991), e por meio dos levantamentos geomorfológicos efetivados pelo Projeto RADAMBRASIL ao longo da década de 70, especialmente os de Franco & Moreira (1977) e Costa et al. (1978), que abrangeram a área objeto da investigação aqui proposta.

Costa et al. (1978) relacionaram várias evidências tectônicas que ajudaram na explicação da geomorfogênese da área da Folha SA.20-Manaus, especialmente às relacionadas ao direcionamento dos rios e posicionamento de suas planícies, dentre as quais:

1. Assimetria entre as bacias dos rios Solimões e Negro o que seria indicativo de basculamentos que deslocaram os rios para SW seguindo direção estrutural NW-SE;
2. Brusca mudança na direção de escoamento dos rios Preto, Aracá e Jufari, afluentes do Negro, de uma direção geral N-S para NW-SE que, no caso do rio Preto, indicaria seu condicionamento à Falha do Marauíá, descrita por Montalvão et al. (1975).
3. Desnívelamento de terraços na margem esquerda do rio Negro, ausentes na direita e indicando seu deslocamento para SW.
4. Abandono da planície do rio Solimões e escarpamento de suas margens segundo alinhamento estrutural de direção N-S;
5. Trechos retilinizados do rio Solimões alinhados em direção concordante com a dos lagos e rios também retilinizados como os lagos Miuá, Anamã e Caapiranga.
6. Lagos de foz afogada e alinhados segundo as direções estruturais preferenciais NE-SW e NW-SE;
7. Bruscas inflexões no direcionamento de lagos.

Iriondo & Suguio (1981), através de evidências geomorfológicas, compartimentaram a região da calha do rio Amazonas em áreas subsidentes e elevadas, apontando uma extensa área subsidente no interflúvio Negro-Solimões.

Eiras & Kinoshita (1988), estudando a região do *rift* do Tacutu, apresentam várias evidências sísmicas e geológicas de que a fase dita *pós-rift*, iniciada no Neocretáceo e caracterizada por uma relativa quiescência tectônica, foi interrompida por um evento transformador transcorrente de idade miocênica/pliocênica. Os deslocamentos horizontais associados ocorreram ao longo de antigas falhas normais que limitam a bacia, e que, por sua vez, representam antiquíssimas geofraturas reativadas na era mesozóica para constituição do *rift*. A reativação neotectônica transcorrente, ocorrida ao final do Terciário, responde pelo desenvolvimento de áreas transpressivas e transtensivas com dobras, altos e baixos estruturais ao

longo da bacia que afetam toda a seção mesozóica. O *Rift* do Tacutu foi desenvolvido na área de atuação do Lineamento Tacutu ou Guiana Central, que se projeta para nordeste até a costa atlântica, e para sudoeste, até os domínios da área investigada, onde estabelece controles sobre os elementos do relevo e da rede de drenagem do seu canto noroeste.

Campos & Teixeira (1988) também reconhecem efeitos estruturais ligados à tectônica transcorrente que afetam a seção superior da discordância pré-cretácica, bem como a seqüência sedimentar imediatamente acima, na Bacia do Baixo Amazonas e relacionadas ao Terciário. As estruturas seriam transtensivas a leste e transpressivas a oeste da bacia, e que se estenderiam à região anexa do Baixo Amazonas onde viriam a ser confirmadas por Travassos & Barbosa Filho (1990) e Wanderley Filho & Costa (1991). O estilo estrutural transtensivo seria formado a partir de esforços oblíquos de direção NW sobre a estruturação antiga, que promoveriam uma cinemática de blocos rotacionados lateralmente. Para o estilo compressional propõe a atuação de esforços oblíquos convergentes SE, cujo cisalhamento gerariam as feições de inversões locais (*pop up's*), presentes em uma faixa de anticlinais dispostos *en-echelon*, desenvolvidos na cobertura meso-cenozóica. Como origem destes estilos lateralmente diferenciados admitem um modelo originalmente proposto por Rezende (1971), onde o Escudo das Guianas sofreria uma rototranslação anti-horária em relação ao Escudo Brasileiro (ou Guaporé) (Figura 6. 16). Em termos de tectônica de placas litosféricas esse mecanismo teria ligação com o processo transformante dextral tipo *concave arc to concave arc* onde interagiriam as placas Sul-Americana, Caribenha e Nasca, ocorrido possivelmente no Eoceno Superior (Figura 6.16)

Cunha (1988, 1991), com base numa visão regionalizada da geologia da Amazônia, observou que a área de afloramento das unidades litoestratigráficas do Cretáceo Superior, Terciário e Quaternário são compartimentadas por arcos não aflorantes, que definem grandes domínios tectono-estruturais do embasamento, correspondentes às faixas móveis Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniana e à Província Estrutural Amazônia Central (núcleo cratônico) de Cordani et al. (1979). A oeste do Arco de Iquitos há o domínio de esforços compressivos relacionados à orogenia andina e suas manifestações tardias. A leste do Arco de Gurupá existe o domínio de esforços distensivos relacionados à deriva continental e à abertura do Atlântico Norte.

O compartimento situado entre os arcos de Iquitos e Gurupá apresenta manifestações de esforços compressivos que condicionam o desenvolvimento de falhas transcorrentes. Como conseqüência, o autor identificou áreas com tendências emergentes e subsidentes, as quais podem ser identificadas pelos aspectos morfológicos de seus rios. A tendência subsidente do compartimento correspondente à Faixa Móvel Rio Negro-Juruena teria condicionado deposição de clásticos pleistocênicos referidos à Formação Içá. As regiões correspondentes à parte leste da Faixa Móvel Rondoniana, entre os arcos de Iquitos e Jutai, e o Núcleo Cratônico, apresentam tendências emergentes que têm condicionado a exposição das partes inferiores das seções sedimentares e favorecido o desenvolvimento de platôs. Estas constatações seriam demonstrativas de que modernamente as estruturas herdadas do Pré-Cambriano estão sendo reativadas. As tendências subsidentes e emergentes criam, respectivamente, domínios deposicionais e erosivos, cujos rios apresentam aspectos morfológicos peculiares. Assim, os rios das regiões subsidentes a montante de Manaus são extremamente meandantes e se desenvolvem em amplas planícies de inundação, com lagos em forma de ferradura, cicatrizes de meandros abandonados, centros de colmatagem, sacados e paranás. Nas regiões com tendência emergente, os rios possuem declividade relativamente maior, apresentam águas claras, correm em vales estreitos, com planícies de inundação mal desenvolvidas, e transportam grandes quantidades de areias. Nos seus cursos são observados baixios, ilhas, barras de areia, praias e, não raro, trechos anastomosados.

As investigações geológicas na calha do Amazonas, realizadas por professores da Universidade Federal do Pará (UFPA), têm propiciado avanços significativos no conhecimento da tectônica e geomorfologia dessa região. Bemerguy & Costa (1991) apresentaram uma proposta de evolução paleogeográfica para região amazônica, a partir do Paleozóico Superior, e demonstraram a influência das estruturas meso-cenozóicas na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. Dentre as principais conclusões advindas desse estudo, destaca-se a importância da evolução do Arco de Purus na configuração atual e pretérita da rede de drenagem amazônica, posto que, desde o Paleozóico até a inversão da Cadeia Andina no Mesozóico, teria funcionado como divisor de dois paleossistemas de drenagem, que corriam, respectivamente, para leste e para oeste.

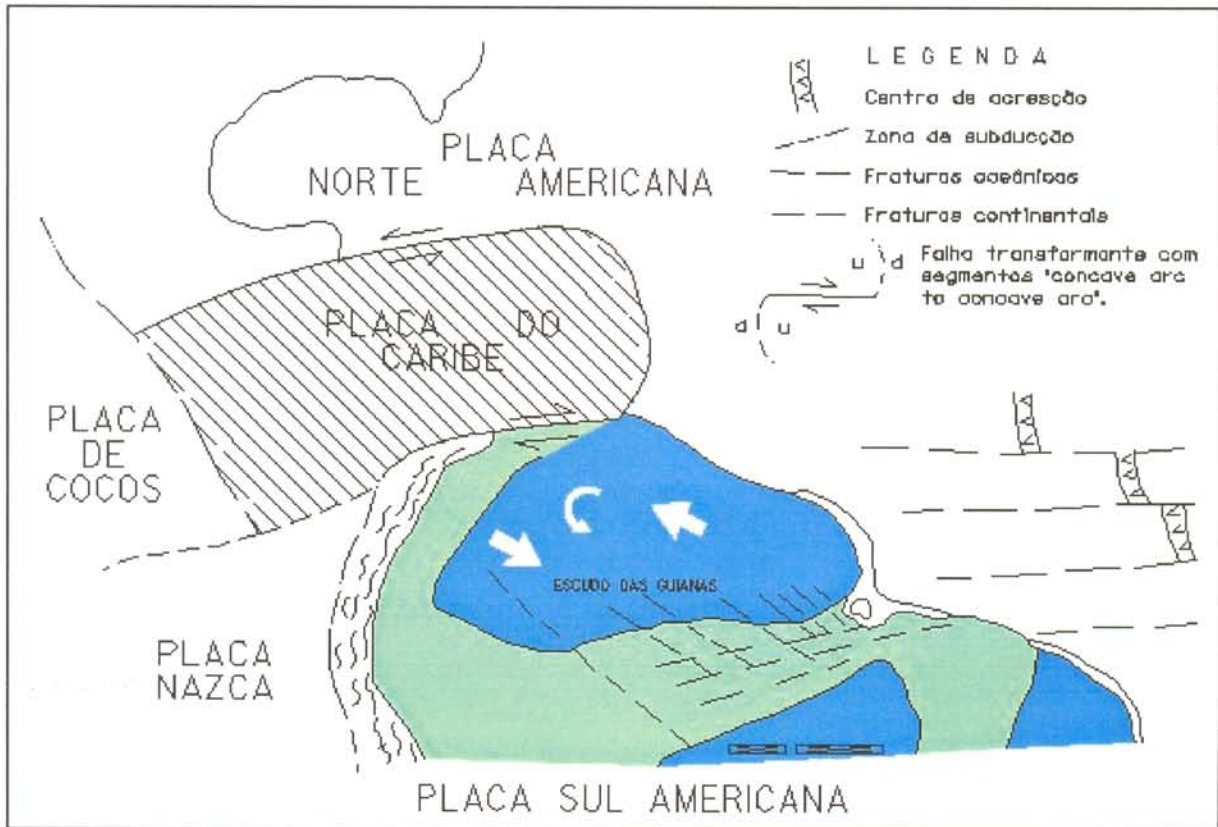


Figura 6.16 – Esboço tectônico da interação de placas no Terciário e sua influência na estruturação da Bacia do Amazonas, segundo Campos & Teixeira (1988). O eixo compressivo tem direção NW-SE.

A partir do Terciário Inferior a Médio, com a implantação da Cadeia Orogênica Andina e a conseqüente inversão positiva das bacias mesozóicas do extremo oeste da Placa Sul-Americana teria havido uniformização do paleossistema de drenagem, que passou a ter um fluxo geral em direção ao Oceano Atlântico. Sua reorganização e configuração para a disposição atual começou no Terciário Superior, através da propagação de falhas transcorrentes, sobretudo na direção E-W.

Mioto (1993) indicou várias zonas sismogênicas na região Norte do Brasil, sendo que uma de grande importância para o estudo aqui proposto, situa-se próximo à cidade de Manaus e parece corresponder à movimentação das falhas que controlam trechos do rio Negro entre Manaus e Barcelos, e que respondem pelo padrão entrelaçado desse rio na região do arquipélago das Anavilhanas e pela formação de amplos terraços a montante da foz do rio Branco. O evento mais importante foi o de Codajás ocorrido em 05/08/1983, com magnitude de 5.5  $m_B$ .

Costa et al. (1996) apresentaram uma síntese sobre a neotectônica da Amazônia, reunindo, além das interpretações inéditas, informações de diversos pesquisadores que enfocaram o assunto entre os quais Franzinelli & Piuci (1988), Franzinelli & Igreja (1990), Cunha (1991), Bemerguy & Costa (op. cit), Costa et al. (1993, 1994 e 1995), Borges et al. (1995 a e b), Bezerra & Costa (1996a, b e c), Ferreira Junior (1996). Dez áreas selecionadas dos Estados do Amazonas, Roraima, Amapá, Pará, Maranhão e Tocantins foram estudadas em seus aspectos morfo-lito-estruturais pelos autores.

Um aspecto a se destacar dessa síntese, é o entendimento que os autores têm sobre a Neotectônica e o seu início, o qual remonta ao Mioceno estendendo-se até os dias atuais, e marcado por um regime transcorrente. Entre as áreas selecionadas, para os propósitos desta tese, interessa a que foi denominada Centro-Oeste do Amazonas, que abrange grande parte da região investigada. Nesta área reconheceram três compartimentos estruturais principais. Dentre estes, o denominado compartimento norte estende-se desde a Colômbia até os baixos cursos dos rios Negro e Solimões, onde a estruturação seria definida principalmente por falhas normais de direção NW-SE, interagindo com falhas maiores E-W, transcorrentes dextrais, resultando no desenvolvimento de várias bacias romboédricas transtensivas. A bacia mais importante situa-se na confluência dos rios Negro e Branco, e aloja uma extensa seqüência sedimentar atribuída ao Quaternário. As falhas-mestras normais dessa bacia mergulham para nordeste e controlam a orientação geral do rio Negro no alinhamento das cidades de Moura e Barcelos

Bemerguy (1997) e Bemerguy et al. (2002) apresentaram uma compartimentação morfotectônica de toda região da calha do rio Amazonas, entre Manaus e o Oceano Atlântico, em que, levando em consideração a natureza e a orientação das estruturas, bem como a intensidade das movimentações ao longo das diversas discontinuidades, expressas principalmente no relevo e na extensão dos depósitos recentes, distingue seis compartimentos morfotectônicos, alguns mantendo continuidade física com a área objeto da pesquisa aqui proposta.

As estruturas presentes nos compartimentos denominados de Manaus - Nhamundá e Tupinambarana apresentam contiguidade e alguma influência nos sistemas de relevo e da drenagem da região oeste da área em lide. No caso do Compartimento Manaus - Nhamundá, as estruturas presentes poderiam ser discutidas em termos de dois conjuntos principais: 1) o conjunto mais antigo desenvolvido provavelmente no Terciário Superior (Mioceno-Plioceno),

inclui essencialmente dobras métricas a quilométricas, abertas e suaves e com eixos orientados na direção NW-SE e cavalgamentos lístricos, definindo duplexes de dimensões métricas e orientação NE-SW com forte influência no relevo, traduzindo-se em remanescentes de serras e colinas fortemente dissecadas em vales fechados e com cotas de até 200 m; 2) o conjunto mais novo desenvolvido durante o Quaternário (Pleistoceno-Holoceno) encerra falhas normais planares de alto ângulo de orientação NW-SE, que impõem desnivelamentos superiores a 10 m e controlam a orientação de extensos trechos dos grandes rios, a exemplo do Negro, Preto da Eva, Urubu, Nhamundá e Uatumã.

No Compartimento Tupinambarana as estruturas seriam definidas por dois feixes paralelos de falhas transcorrentes de direção NE-SW que se ligam através de falhas normais E-W, caracterizando um sistema transtensivo com formação de bacias *pull-apart*, sendo a ilha de Tupinambarana admitida como um depocentro transtensivo limitado ao norte e ao sul por falhas normais, e, a leste e a oeste, por falhas transcorrentes dextrais. O Compartimento Tupinambarana se estende para oeste até o canto sudeste da área investigada, onde se define o Compartimento Transcorrente Rio Purus – Rio Madeira, cuja evolução morfológica tem relação direta com estruturas pertencentes ao Lineamento Madeira, de Leal et al. (1978) ou Madre de Deus-Itacoatiara, de Igreja & Catique (1997).

As estruturas definidas regionalmente e que se projetam para a área investigada são o Lineamentos Tacutu ou Guiana Central a nordeste, o Lineamento Madeira a sudeste, ambos de direção NE-SW, e com movimentação neotectônica em regime transcorrente predominantemente dextral conforme se depreende das sínteses apresentadas por Eiras & Kinoshita (1988); Costa & Costa (1996); Igreja & Catique (1997) e Souza Filho et al. (1999). Ocorre ainda o Arco de Purus que se projeta diagonalmente na direção NW-SE, desde o canto sudeste até a região do interflúvio Solimões – Negro, altura do rio Unini. Outras, como os lineamentos Juruá e Japurá, embora são melhor definidos fora dos limites desta área, determinam domínios transtensivos ou transpressivos responsáveis por uma parte do padrão estrutural e morfoestrutural configurado.

As movimentações ocorridas ao longo dessas estruturas, por imposição do regime neotectônico, desempenham um papel significativo no controle do desenvolvimento do relevo e da drenagem em grande parte da região, definindo os seus compartimentos ou domínios morfotectônicos, os quais serão discutidos nas linhas seguintes (Figura 6.17).

#### 6.4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

A análise do quadro morfoestrutural e tectônico definido para a região pesquisada, permitiu a identificação e delimitação de cinco compartimentos morfotectônicos denominados: (1) Compartimento Transpressivo Rio Juruá–Rio Purus; (2) Compartimento Transcorrente Rio Madeira–Rio Purus; (3) Compartimento Transcorrente Rio Negro–Rio Japurá; (4) Compartimento Transtensivo Rio Negro–Rio Solimões e (5) Compartimento Transtensivo Rio Branco–Rio Negro.

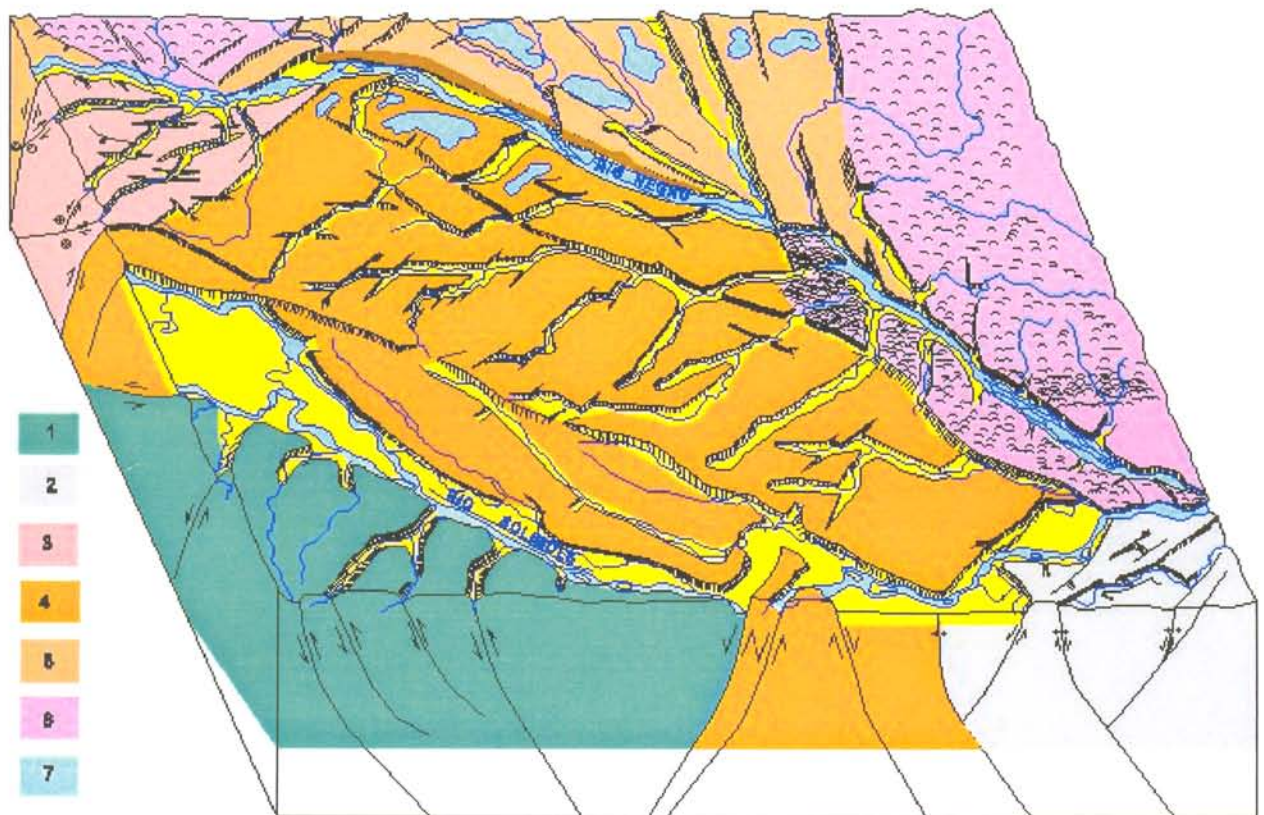
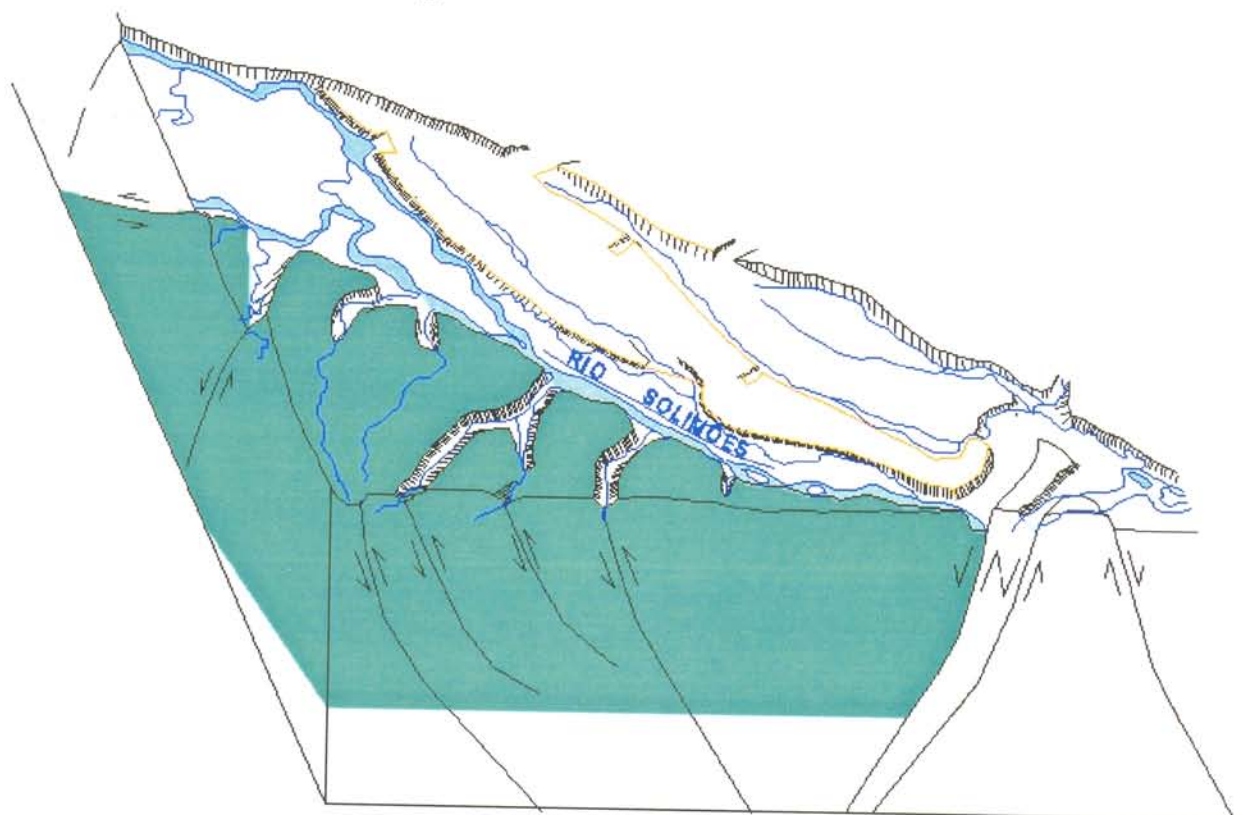


Figura 6.17 – Bloco diagrama mostrando os compartimentos morfotectônicos definidos para a área. As convenções são: (1) Compartimento Transpressivo Rio Juruá –Rio Purus; (2) Compartimento Transcorrente Rio Madeira – Rio Purus; (3) Compartimento Transcorrente Rio Negro–Rio Japurá; (4) Compartimento Transtensivo Rio Negro–Rio Solimões; (5) Compartimento Transtensivo Rio Branco–Rio Negro; (6) Embasamento; (7) rios e lagos.

##### 6.4.1. Compartimento Transpressivo Rio Juruá - Rio Purus

Este compartimento ocupa toda a região a sudoeste da calha do rio Solimões, compreendida entre os rio Purus e Juruá e corresponde à área de ocorrência do Sistema de Relevo Rio Juruá – Rio Purus, desenvolvido sobre sedimentos da Formação Içá. Inclui ainda os sistemas

de planícies fluviais ao longo dos afluentes do Solimões pela margem direita, que conformam, além da bacia do rio Juruá, as bacias dos rios Uarini, Bauana, Tefé, Caiambé e Catuá. No que se refere à planície do rio Purus, o trecho de sua bacia pertencente a esse compartimento encontra-se ao sul dos limites da área investigada.



**Figura 6.18** – Parte do bloco diagrama da figura 6.17, mostrando no destaque o Compartimento Transpressivo Rio Juruá – Rio Purus.

A análise morfoestrutural dessa região, realizada em grande parte com base em dados de campo, caracterizou o seu sistema de drenagem como compreendendo rios subseqüentes, com adaptações a falhas inversas orientadas NW-SE. Esta caracterização está de acordo com a análise estrutural neotectônica apresentada por Costa et al. (1996), na qual, a área que no presente trabalho foi considerada como Compartimento Transpressivo Rio Juruá-Rio Purus, faria parte do que chamaram de região Centro-Oeste do Amazonas. Esta região abrange desde o vale dos altos cursos dos rios Juruá e Purus, ao sul, até o alto rio Negro, a norte. Nesta extensa área que, em verdade, ocupa praticamente toda a extensão da Amazônia Ocidental, os autores reconheceram três compartimentos estruturais principais. Dois estão posicionados nas parte sul e norte dessa região, são dominados por lineamentos de orientação E-W e incluem os lineamentos Japurá e

Juruá. (veja Figura 6.1 para localização); no terceiro, definido na zona central - região onde se insere o Compartimento Transpressivo Rio Juruá – Rio Purus-os lineamentos orientam-se na direção NE-SW. Com base em vários critérios de análise de drenagem interpretam os lineamentos E-W como falhas transcorrentes dextrais, e os de orientação NE-SW como falhas inversas. O quadro geral da estruturação neotectônica, por conseguinte, foi definido em termos de um segmento transpressivo posicionado no compartimento central que se desenvolveu entre dois cinturões transcorrentes – compartimentos sul e norte -a partir de movimentação direcional predominantemente dextral.

Esta interpretação é corroborada pelas informações apresentadas por Silva et al. (2002), que estudaram a região de Coari, logo ao sul dos limites da área, mas na continuidade desse compartimento morfotectônico. Estes autores relacionaram a orientação NE-SW do lago de Coari, bem como, a assimetria de seu vale – tipificada por barrancos pela margem esquerda e áreas baixas na direita- a um controle por falhas inversas nesta direção com transporte de massas de NW para SE e planos mergulhando para NW.

A mesma situação pode ser observada na localidade de Abial, mais precisamente nos barrancos da margem direita do Furo Xidarani, afluente do lago Tefé, em frente à cidade de Tefé. Estes barrancos, em verdade, são barrancos escalonados da Formação Içá, em ambas as margens, e são controlados por feixes de falhas inversas orientadas em torno N15–20E e mergulhos de até 50° para sudeste. Esta orientação é coincidente com a direção do lago e do rio Tefé. Ao longo do rio Solimões também podem ser observados afloramentos afetados por falhas inversas de orientação nordeste, porém com planos que ora mergulham para NO ora para SE.

Como se pode verificar, as informações coletadas em afloramentos no lago Tefé e no rio Solimões são concordantes com a interpretação de Costa et al. (op. cit.), de que o Compartimento Rio Juruá-Rio Purus, e sua extensão para sul, caracteriza uma zona transpressiva onde os elementos do quadro geoestrutural desenham alinhamentos de direção NE-SW, caracterizados através dos dados de campo e da análise do comportamento da drenagem e do relevo como falhas inversas. Não há evidências sobre ocorrência de dobras, mas algumas feições circulares observadas em rios de segunda e terceira ordem podem ser indícios da presença dessas estruturas em subsuperfície.

Nos lagos Tefé e Caiambé observa-se, pela margem direita, barrancos que chegam a 30 metros de altura em relação ao nível das águas, enquanto que, pela margem esquerda, formam-se áreas de planície com a terra firme se elevando gradativamente em direção ao interflúvio. Esta diferença altimétrica, entre as duas margens do lago, reflete o seu controle pelas falhas inversas que neste caso mergulham para sudeste com a sua margem direita marcando a posição do teto, bloco soerguido, e a esquerda o piso, bloco abatido.

Em Tefé, uma superfície de aplainamento trunca os sedimentos da Formação Içá no nível altimétrico em torno de 70 m, se elevando gradativamente em direção ao interflúvio, mostrando basculamento dessa superfície paralelos aos das falhas inversas. Acrescente-se ainda a observação de que a dissecação do aplainamento é feita pelos rios de primeira, segunda e menos comumente terceira ordem, os quais não mostram nenhum controle por essas estruturas transpressivas. Com base nestas evidências é possível deduzir que a movimentação transpressiva dessas falhas é posterior à deposição da Formação Içá e anterior ao aplainamento, hoje representado por interflúvios tabulares de pequena e média dimensão. O desenvolvimento de um perfil laterítico sob a forma de Plintossolos permite enquadrar o desenvolvimento dessa superfície no Pleistoceno Médio quando, de acordo com Costa (1991), reinava por toda a área uma certa estabilidade tectônica.

Diante desse quadro, após o desenvolvimento do perfil laterítico do Pleistoceno Médio a área correspondente ao Compartimento Rio Juruá – Rio Purus esteve sujeita à transpressão que deve estar relacionada ao segundo pulso de movimentação do regime neotectônico transcorrente na Amazônia, o qual, de acordo com Costa et al. (1991a e b, 1993, 1995, 1996) teria ocorrido do final do Pleistoceno ao recente. Entre as influências exercidas para o desenvolvimento da rede de drenagem e dos Sistemas de Interflúvios Tabulares Rios Juruá – Purus, citam-se:

- Trata-se da área onde se registram os maiores níveis altimétricos, que varia de 70 metros na foz do rio Tefé, até 130 m nos limites da área;
- Todos os rios de maior ordem, afluentes do Solimões, e os tributários mais importantes, apresentam-se ajustados às falhas inversas orientadas NE-SW sendo, portanto, subseqüentes e superimpostos, já que não desenvolvem terraços, sendo as falhas inversas mais antigas que o desenvolvimento da rede de drenagem;

- O condicionamento a estas falhas induziu ao desenvolvimento de uma rede de drenagem, cujos canais de maior ordem denotam um padrão paralelo-retangular, com variações ao treliça de falha nas áreas de incidência de falhas normais, onde são comuns feições de assimetria de drenagem.
- O padrão dendrítico é verificado apenas nos rios de primeira e segunda ordem, não controlados pela estruturação transpressiva;
- O grau de desenvolvimento da rede de drenagem é o mais avançado entre os caracterizados para a região, implicando em admitir que ela praticamente não sofreu modificações ao longo do Quaternário Superior, a não ser a formação dos rios-lagos. Estas feições morfoestruturais estão relacionadas à rotação do piso de falhas normais as quais controlam o curso do rio Solimões a noroeste do compartimento, truncam as estruturas transpressivas, e estabelecem assimetrias de drenagem nos rios de menor ordem.

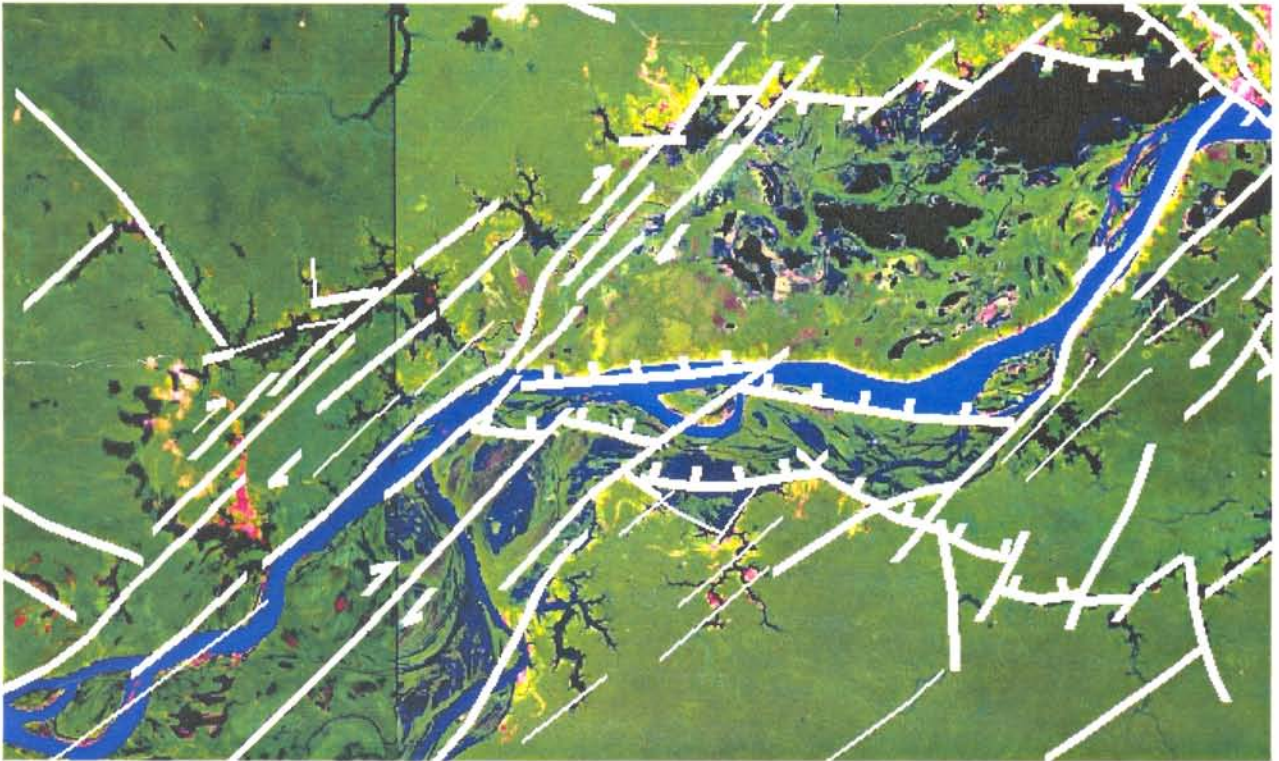
#### **6.4.2. Compartimento Transcorrente Rio Madeira – Rio Purus**

Este compartimento ocupa a região sudeste da área investigada e abrange, em termos de sistema de relevo, as Planícies Fluviais e Fluviolacustres, também conhecidas como Planície Amazônica e o Sistema de Interflúvios Tabulares Rio Madeira – Rio Purus, este último desenvolvido sobre a Formação Içá e Terraços Pleistocênicos.

Na análise morfoestrutural discurrida no capítulo 5, foram abordadas as regiões fisiográficas da calha do Solimões, nos trechos Codajás- Manacapuru e Manacapuru – Manaus, bem como as principais sub-bacias desses trechos que são as dos rios Castanho e Manacapuru. Todas essas regiões fisiográficas se inserem nos domínios do Compartimento Transcorrente Rio Madeira – Rio Purus.

Nessas regiões os dados de campo e os padrões do relevo e da rede de drenagem mostraram que os alinhamentos que controlam os cursos do rio Solimões e afluentes, nestes trechos, compõem um sistema de falhas direcionais e cinemática dextral. A interação entre feixes paralelos ou escalonados provoca o desenvolvimento, em algumas áreas, de zonas transtensivas com abatimentos e sedimentação associados, enquanto que em outros trechos, os controles da drenagem e do relevo são determinados por estruturas essencialmente transcorrentes, com transtensões localizadas sem a formação de bacias ou de deposição sedimentar significativa. Esta

diferenciação tectônica é acompanhada de variações nas características dos modelados, tanto nos de agradação como nos de degradação, tornando possível subdividir o Compartimento Rio Purus-Rio Madeira em subcompartimentos ou domínios morfotectônicos (Figuras 6.19 e 6.20)



**Figura 6.19 – Imagem TM do satélite LANDSAT5, composição 5R4G3B, escala aproximada 1:1.500.000. Configuração estrutural do Domínio Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus.**

Assim, no Sistema de Relevo correspondente às Planícies Fluviais e Fluviolacustres, ou seja, na calha do rio Solimões entre Codajás e Manacapuru, identificam-se um domínio transcorrente denominado Anori, e um transtensivo, chamado de Manacapuru (Figura 6.20).

No domínio transcorrente de Anori, a planície mantém uma largura constante em torno de 30 km, obediente à orientação do canal principal do Solimões. Suas estruturas provocam na região da ilha das Flores, pouco a montante de Anori uma grande quebra em cotovelo no curso principal e na planície do rio Solimões que, de um direcionamento NW-SE observado entre Anori e Codajás, faz uma curva de aproximadamente 90° para a direção NE-SW, direcionando-se assim por cerca de 70 km até Anamã. Por todo o trecho, além da retilinearidade do canal principal, e do evidente controle exercido sobre o curso inferior do rio Purus, desenvolve-se uma assimetria de planície caracterizada por um canal principal que bordeja terras emersas – não inundáveis - pela

margem esquerda, enquanto que pela direita estende-se a planície com seus 30 km de largura. Nesta planície observa-se também um significativo alinhamento de lagos e de diques lineares fluviais. Isto indica que o sistema de falhas transcorrentes apresenta também movimentação oblíqua, haja vista que em todo o trecho há o desenvolvimento de terraços e bloqueio de rios pela margem esquerda, formando uma série de lagos represados como em Anori e Anamá.

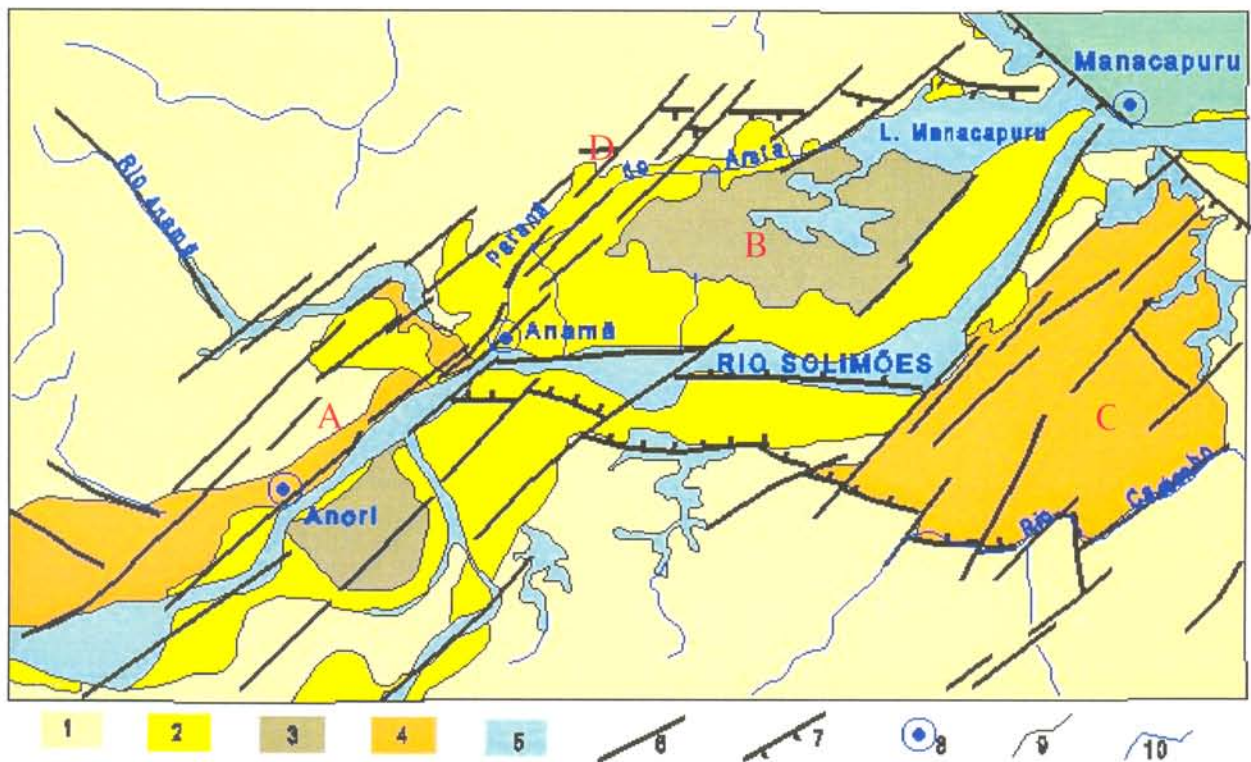


Figura 6.20 – Compartimento Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus. As convenções são: Formação Içá (1) com os Sistemas de Relevo Rio Madeira – Rio Purus (a sudeste do rio Solimões) e Rio Piorini-Rio Unini (a noroeste do rio Solimões); Planícies Fluviais com depósitos de transbordamento (2) e Fluviolacustres (3); Terraços Pleistocênicos (4); Rios e lagos (5); Falhas transcorrentes (6); falhas normais (7); Cidades (8); Contatos (9); Drenagens(10). As letras no mapa são domínios ou sub-compartimentos morfo-tectônicos: (A) Domínio Transcorrente de Anori; (B) Domínio Transtensivo de Manacapuru; (C) Domínio Transcorrente do Rio Castanho; (D) Domínio Transcorrente de Anamá.

No domínio transtensivo de Manacapuru ocorrem mudanças significativas nas características da planície, dentre as quais as mais visíveis são o seu sensível alargamento que no trecho chega a 50 km - quase o dobro do trecho anterior – e na sedimentação aluvial que passa a mostrar grandes áreas de deposição fluviolacustre, indicativa de áreas abatidas. Tais características também foram atribuídas a um controle estrutural, por Cunha (1988, 1991). Tectonicamente, a geometria deste domínio é definida pelo recobrimento à direita de falhas transcorrente dextrais paralelas e escalonadas de direção NE-SW. A divergência de

movimentação nos blocos posicionados entre os feixes paralelos provocou transtensão e a conseqüente reativação de alinhamentos E-W, através de falhas normais e formação do romboedro de Manacapuru. Esta estrutura rombóide, definida como uma bacia de afastamento ou *pull-apart*, sofreu abatimento na zona interna preenchida por sedimentos aluviais, inicialmente fluviolacustres, e depois de transbordamento, e soerguimento da zona externa onde comparecem terraços, mormente pela margem direita. O feixe transcorrente que delimita a estrutura, pelo lado leste, além de controlar o curso do paraná do Arara, provoca uma série de alinhamentos de lagos, bloqueio de rios formando lagos represados, implicando em movimentação oblíqua com bloco abatido a sudeste. As falhas normais, que delimitam a estrutura ao sul, controlam o curso do canal principal do rio Solimões por todo trecho em que mantém o direcionamento E-W, onde se mostra retilíneo por aproximadamente 60 km. Pelo lado norte, as falhas normais deram origem e controlam o lago de Manacapuru retilinizando sua margem norte. Na progressão da deformação essas falhas normais viriam a ser deslocadas por falhas transcorrentes, ora dextrais ora sinistrais, provavelmente para acomodar a deformação extensional.

Nas áreas emersas, tanto da margem esquerda da planície, quanto na margem direita, i.e., nos domínios dos sistemas de relevo Depressão do Madeira-Purus e Solimões-Unini, respectivamente, as áreas transtensivas são bem menos expressivas, com geração de distensão apenas localmente onde ocorrem falhas normais isoladas, sem o desenvolvimento de bacias de acumulação sedimentar. Caracteriza, portanto, dois domínios fundamentalmente transcorrentes separados pela planície do Solimões, mostrando uma evidência forte de que o controle estrutural é o fator determinante na distribuição dessa planície.

Pela margem direita tem-se o domínio transcorrente do rio Castanho, onde as falhas direcionais dextrais estabelecem os limites orientais do romboedro de Manacapuru, provocam alinhamentos nos cursos do rio Castanho e afluentes, desenhando um padrão retangular para a rede de drenagem que ora se direciona para NE ora para NW. Os segmentos para NW são controlados por falhas normais produzidas por transtensões localizadas, e que provocam assimetria de vertentes e bloqueio do canal, com o aparecimento de lagos represados e feições de drenagem anelar no bloco soerguido. Considerando a posição dos divisores, entre o rio Castanho e o rio Solimões e entre o rio Castanho e o rio Juma, que drenam o extremo sudeste da área jogando suas águas para o rio Madeira, mas com nascentes próximas ao canal do rio Castanho, a

movimentação oblíqua destas falhas transcorrentes parece ser divergente o que faz supor desenharem estruturas em flor negativa em subsuperfície.

Na margem esquerda, as falhas do domínio transcorrente Anamã limitam o bordo ocidental do romboedro de Manacapuru, estabelecem bloqueios com formação de lagos represados nos afluentes do Solimões, e deslocam os seus canais construindo uma série de anomalias em cotovelo.

Estas falhas transcorrentes fazem parte da projeção para os domínios da área pesquisada do Lineamento Madeira ou Madre de Dios-Itacoatiara, que se estende desde a região boliviana drenada pelo rio Madre de Dios, adentrando o território brasileiro, onde controla praticamente todo o curso do rio Madeira na direção NE-SW; grande parte do rio Purus, em seu baixo curso; provoca várias quebras em cotovelo no rio Amazonas, entre Manaus e Oriximiná; determina a formação de várias zonas transtensivas como a de Manacapuru, e assimetrias de planície no rio Amazonas a jusante de Manaus. Trata-se, portanto, de um lineamento com mais de 1800 km de extensão. Seu desenho geral é o de dois feixes paralelos de lineamentos, que respondem pelos grandes alinhamentos dos cursos dos rios Purus e Madeira na direção NE-SW (Figura 6.21). A estruturação do embasamento na zona de desenvolvimento deste lineamento, de acordo com Hasui et al. (1984), corresponde à zona de justaposição entre os blocos crustais Japurá e Juruena, limitados pelo Cinturão de Alto Grau Madeira. Este cinturão foi caracterizado através de dados gravimétricos como uma anomalia do tipo I representando um domínio crustal adelgado ao lado de um outro espessado. Estas anomalias são reconhecidas como limites de blocos crustais articulados, de tal modo que a borda de um deles se acha elevada a ponto de expor níveis profundos (cinturões de alto grau, incluindo os cinturões granulíticos, correspondente ao bloco espessado). Tal articulação é explicada por cavalgamento dos blocos (colisão com subducção do tipo A), em que um bloco se eleva sobre outro que sofre afundamento. No caso do cinturão Madeira, o cinturão de alto grau (crosta espessada) encontra-se a noroeste e o bloco cavalgante a sudeste, implicando em mergulho dos planos das discontinuidades para sudeste. O Lineamento Madeira, portanto, deve estar representado por falhas reativadas dessa zona de fraqueza crustal.

Costa et al. (1994, 1995), Bemerguy (1997) e Bemerguy et al. (2002) fazem referência às estruturas do Lineamento Madeira sob a denominação de Lineamento

Tupinambarana. Este lineamento foi observado e analisado por esses autores, no perfil ao longo do rio Amazonas, entre as cidades de Itacoatiara e Parintins, a leste da área pesquisada. Nesta região, seria composto por dois feixes de falhas transcorrentes de direção NE-SW, cuja interação resultara na formação de um depocentro transtensivo com geometria de bacia *pull apart*, que abriga em seu interior um complexo de sedimentação aluvial holocênica que conforma a Ilha de Tupinambarana cujo contorno espelharia o da própria bacia transtensiva (ver figura 47 de Bemerguy, 1997). Os limites a leste e a oeste da bacia são estabelecidos pelas falhas transcorrentes dextrais que compõem o lineamento, e a sul e a norte por falhas normais de direção E-W resultantes da transtensão, quadro muito semelhante ao observado no romboedro de Manacapuru.

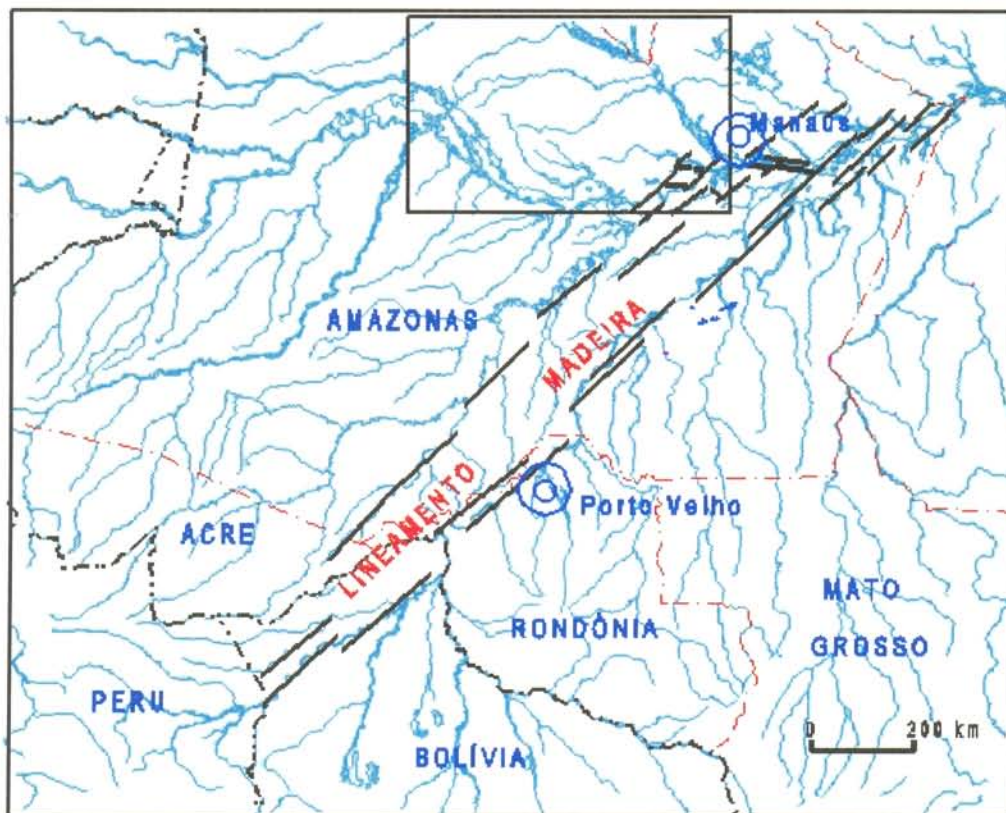


Figura 6.21 – Extensão regional do Lineamento Madeira. Observar a forte assimetria de vertentes do rio Madeira, com rios muito longos pela direita e curtos ou inexistentes pela esquerda. No retângulo, delimitação da área Pesquisada.

Na interpretação desses autores esta estruturação neotectônica estaria relacionada a um episódio de movimentação ocorrido no Terciário Superior, mas, como o preenchimento da bacia na seção aflorante é representado por sedimentação aluvial holocênica, deduz-se que a movimentação transtensiva estendeu-se ao Holoceno.

Igreja & Catique (1997) estudaram este lineamento na região de Itacoatiara, extremidade nordeste de sua área de atuação, onde se apresenta como um segmento reto ao longo da margem esquerda do rio Amazonas. Nesta área, os dados de fotointerpretação, campo e análise tectônica, estariam a indicar uma movimentação predominantemente direcional dextral. Embora os autores não tenham precisado o seu início, é certo que ela tenha se estendido ao Quaternário, posto que responde pelos processos erosionais e deposicionais nas áreas de planície, como o desenvolvimento de lagos, ilhas e paranás, que apresentariam peculiaridades ecológicas resultantes da relação entre a tectônica e a hidrodinâmica dos rios Amazonas e Madeira.

Souza Filho et al (1999) estudando a região do Alto Madeira, proximidades de Porto Velho em Rondônia, também descrevem esta estrutura como um megalineamento que apresenta componente transcorrente dextral significativo, ao longo do qual flui o rio Madeira, limitado a sudeste por um bloco subsidente e a noroeste por um bloco soerguido. A forte assimetria de drenagem e a existência de uma planície pleistocênica na margem esquerda, constituindo um cinturão de canais meandantes colmatados e abandonados, evidenciarão o forte basculamento da vertente direita da bacia desse rio. O lineamento seria caracterizado por uma movimentação transtensiva ocorrida entre o Pleistoceno e o Holoceno.

Face às informações apresentadas em trabalhos anteriores, bem como aos dados de campo, de litoestratigrafia, de geomorfologia, de interpretação de sensores remotos, e de análise morfoestrutural e morfotectônica obtidos durante a presente pesquisa, acredita-se que as estruturas que compõem o Lineamento Madeira desenvolveram-se sobre uma zona de fraqueza da crosta definida por Hasui et al. (1984), como a zona de colisão entre os blocos Japurá e Juruena ocorrida no Arqueano. Devido à cobertura cenozóica, que se superpõe ao embasamento nesta região não existem registros de que esta zona tenha sofrido movimentações durante o Proterozóico ou Paleozóico, embora a orientação NE-SW do *graben* da serra dos Dois Irmãos, na região de São Lourenço em Rondônia, seja aproximadamente coincidente com esta estruturação. Sua reativação neotectônica deve ser anterior ao Pleistoceno, com movimentações ou regenerações durante este período. Como o preenchimento de algumas das bacias transtensivas, em sua parte aflorante, é representado por sedimentos aluvionares holocênicos, e que existem terraços formados no Pleistoceno a partir de soerguimentos relacionados a estas estruturas, deduz-se que as mesmas foram reativadas ao longo do Quaternário através de movimentação

transcorrente ocorrida no Pleistoceno Superior, a qual desenvolveu bacias transtensivas e controlou a formação dos terraços ao longo do rio Solimões. Como essas bacias transtensivas têm sua parte superior preenchida por sedimentos do Holoceno, o evento deve ter se estendido até os dias de hoje. Alternativamente, ocorreram dois episódios de movimentação transtensiva, sendo um do Pleistoceno e, o outro, do Holoceno.

Analisando-se a geologia regional e, especialmente, a litoestigrafia envolvida, observa-se que os sedimentos da Formação Içá não ocorrem a sul e a sudeste do Lineamento do rio Madeira, indicando que o mesmo talvez tenha se constituído nas ombreiras da bacia de sedimentação Içá, na forma de um divisor de drenagem que estabelecia seus limites a sudeste (Figura 6.22). A presença deste paleodivisor foi constatada pelo mapeamento realizado pelo IBGE para o Projeto SIVAM, nos domínios da Folha SB.20 – Purus (Braz et al., 1999) e é evidenciada pela incidência de grande quantidade de paleovales na margem direita do curso atual do rio Madeira, que desenham uma rede de paleodrenagens e paleovales voltada para sul. O topo plano corresponde a uma superfície de aplainamento que se estende na direção nordeste, apresentado continuidade com a superfície que trunca o topo da Formação Alter do Chão e de idade Neogênica, pois que se situa num nível altimétrico mais baixo que a dos platôs bauxíticos paleogênicos da região de Almeirim e Trombetas. A região, portanto, funcionava como divisor de drenagens durante o Terciário Superior. Não há elementos para definir a influência das estruturas do Lineamento Madeira em sua formação, mas como será discutido adiante, estas estruturas foram reativadas no Pleistoceno Superior como falhas de rejeito oblíquo dextral com planos mergulhando para sudeste. Neste contexto, é admissível que, com a incidência do regime neotectônico do Terciário Superior, a região estivesse sujeita à transpressão com importantes componentes de rejeito inverso-oblíquo e planos voltados para sudeste, o que propiciaria a sua reativação como falhas normais com bloco alto a noroeste.

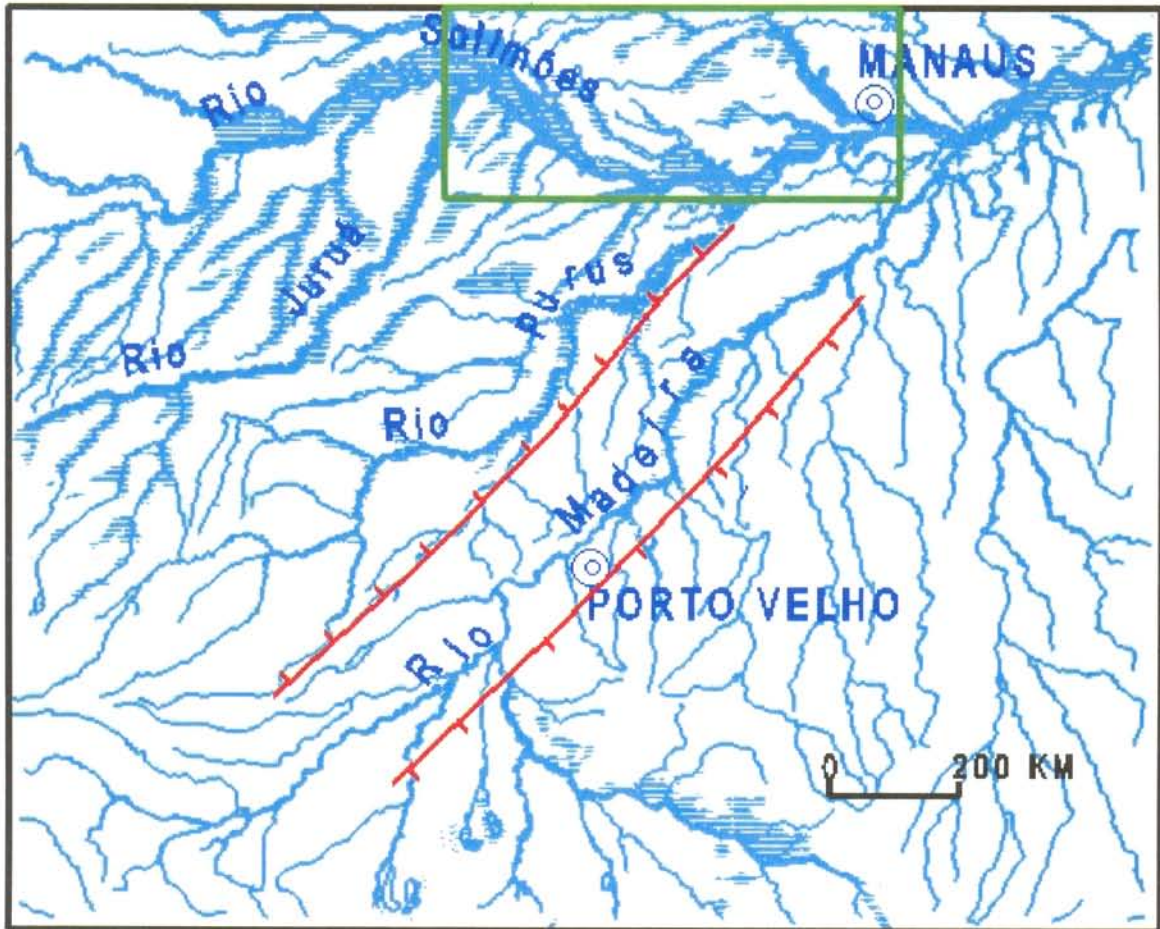


Figura 6.22 – Localização aproximada do provável divisor de drenagem existente no Terciário Superior ao longo do lineamento do rio Madeira.

Por outro lado, as falhas normais da borda leste do Arco de Purus, na vertente norte do rio Solimões, estabeleceram os limites orientais da bacia Içá no Plio-Pleistoceno, posto que não se registra representantes desta formação a leste desse arco. Na vertente sul, no entanto, domínios do Compartimento Transcorrente Rio Madeira – Rio Purus, os sedimentos da Formação Içá extrapolam os limites desse arco, e se distribuem por toda a margem direita dos rios Solimões e Amazonas até a foz do rio Madeira. Isto pode ser explicado pelo rebaixamento da região situada entre os alinhamentos do Purus e Madeira durante a movimentação do Terciário Superior, determinando o rebaixamento do Arco de Purus na vertente esquerda do atual curso do Solimões e Amazonas, e permitindo que os sedimentos da Formação Içá fossem depositados um pouco mais a leste do Arco de Purus. A partir dos limites orientais do Lineamento Madeira não se registrou, até o momento, nenhum representante desta unidade significando que o lineamento

deve ter funcionado como as ombreiras da Bacia Içá até o final da sua sedimentação no Pleistoceno Inferior.

A movimentação transtensiva do Lineamento Madeira, durante o Pleistoceno Médio a Superior, provocou o basculamento de toda a região onde se encontra a sua atual vertente direita, inverteu este sistema de drenagem na direção do abatimento, produziu, além do impressionante alinhamento do rio Madeira, a forte assimetria apresentada por esse rio em todo o trecho, que se estende de Abunã, em Rondônia, até a sua foz no Amazonas (Figura 6.21 ). As falhas dextrais, com componentes inversos gerados no primeiro pulso transcorrente, foram reativadas como falhas de rejeito normal-oblínquo dextral, com planos mergulhando para sudeste e bloco alto a noroeste, desenvolvendo as vertentes assimétricas do rio Madeira. O rio Purus, em face da movimentação de falhas normal-oblínquo dextrais de direção E-W, geradas ou regeneradas durante esta movimentação transtensiva, apresenta bruscas curvas para a direita, onde se formaram extensos terraços.

#### **6.4.3. Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá**

O Compartimento Rio Negro – Rio Japurá ocupa o canto noroeste da área investigada, desde a calha do rio Negro se estendendo para sudoeste até o vale do rio Japurá, afluente do Solimões, abrangendo as sub-bacias dos rios Téa, Uneiuxi, Aluanã e o baixo curso da bacia do rio Urubaxi.

A análise morfoestrutural aplicada a essas sub-bacias mostrou um predomínio de estruturas direcionais controlando a distribuição das formas de relevo e da rede de drenagem. Transtensões e transpressões localizadas promovem variações importantes nos sistemas de relevo seja internamente ao compartimento ou em conjunção com estruturas presentes em compartimentos contíguos. Assim é que nos seus domínios são caracterizados os sistemas de relevo Rio Negro – Rio Japurá, desenvolvido sobre a Formação Içá, e parte do Sistema de Terraços Dissecados e das Planícies Fluviais do Rio Negro e afluentes, sítios de acumulação aluvionar. Nele podem ser reconhecidos: um domínio essencialmente transcorrente e domínios associados a zonas transtensivas que, em função das características do substrato geológico, dos modelados e da organização da rede de drenagem, definem subcompartimentos morfotectônicos.

O domínio transcorrente impõe um forte controle no curso dos canais principais, daí a orientação geral de suas bacias para NE-SW obediente à direção dos feixes de falhas. A geometria desses feixes de falhas pode ser deduzida a partir da análise da simetria das bacias, das relações entre as unidades litoestratigráficas envolvidas e do seu posicionamento altimétrico.

A bacia do rio Téa é fracamente assimétrica, com vertente mais curta pela margem esquerda que sofreu soerguimento. O rio Negro, por seu turno, adentra a área com um direcionamento geral paralelo ao do vale do rio Téa, com inflexões e meandramentos atribuíveis à incidência de falhas normais de direção NW-SE que controlam os rios Cauaburi e Abuará, afluentes da sua margem esquerda. Ao longo de todo o trecho, em que se mantém paralelo ao rio Téa, ocorrem terraços em sua margem direita que, portanto, também sofreu soerguimento relativo. O quadro geral mostra que a região entre o canal do rio Téa e o canal do rio Negro se constitui numa área soerguida, mas que não alcançou grandes altitudes, considerando que não ultrapassa 30 m a diferença de cotas entre o topo do interflúvio e a margem esquerda do rio Negro, onde a altitude medida na cidade de Santa Isabel do Rio Negro é de 60m.

Entre o rio Téa e o rio Uneixi a situação se inverte, já que a vertente mais longa do primeiro confronta com a mais longa do segundo, implicando em uma área rebaixada entre os dois vales. Entre o Uneixi e o Aluanã as relações de assimetria apontam novamente para uma área soerguida, enquanto que um rebaixamento é indicado para o interflúvio Aluanã – Urubaxi.

Falhas normais de direção NW-SE e de rejeito normal-oblínquo dextral de direção E-W, estabelecem bloqueios e desvios nos canais principais desses rios, coincidentes com alinhamentos de tributários em pelo menos uma das margens, sendo, portanto, mais novas que os feixes de falhas NE -SW que os controlam. A estas falhas sempre se associam alinhamentos de drenagem com assimetrias de vertentes, constituindo-se sítios de movimentação vertical.

Este quadro geométrico é interpretado como desenvolvido através de, pelo menos, dois pulsos de movimentação cinemática: o primeiro de natureza transcorrente, muito provavelmente transpressivo, gerando falhas dextrais orientadas predominantemente NE-SW; e o segundo transtensivo, com falhas transcorrentes com uma certa componente vertical normal, orientadas a NW-SE, e de rejeito normal-oblínquo dextral a E-O. A alternância de áreas soerguidas e rebaixadas, entre os feixes transcorrentes, evidencia que eles também experimentaram

movimentação vertical, ou oblíqua, pelo menos durante o pulso transtensivo. A existência de coberturas arenosas interfluviais, recobertas por Campinarana Arbórea e até mesmo florestada, demonstra a presença pretérita de lagos inclinados, atualmente colmatados, que também são indicativos de movimentações verticais ao longo dos feixes direcionais, já que se distribuem por todo o interflúvio.

Estas estruturas projetam-se em direção a nordeste em continuidade a estruturas de um lineamento de expressão continental, que se estende por mais de 1800 km, alcançando até a região costeira da República das Guianas e Suriname (Figura 6.23). A este lineamento, Montalvão et al. (1975) denominaram de Lineamento Tacutu - posteriormente abordado sob novas denominações como Guiana Central por Lima et al. (1982) e Lima (1984a e b) e Hasui et al. (1984); Zona Compartimental Boa Vista-Caracaráí, por Costa et al., (1991 a e b) - e ressaltaram uma largura de mais de 200 km e o caráter subsequente da drenagem sobre a cobertura cenozóica do rio Branco, adaptada às estruturas desta feição lineagênica. O caráter recorrente das manifestações tectônicas também foi abordado por Montalvão et al. (1975), que indicaram movimentações pelo menos durante os episódios Parima e Aracá, ocorrido por volta de 1.800 Ma (Paleoproterozóico); *K'Mudku*, Orinoquense ou Jari-Falsino de 1.100 Ma (Meso-Neoproterozóico) e Tacutu ou Uailan (120 a 200 Ma) (Mesozóico). Os dois primeiros teriam caráter "cisalhante" (sic) (provavelmente transcorrente) e o último tafrogenético (distensivo). Manifestações magmáticas associadas à abertura dessas estruturas estariam representadas pelo magmatismo Pedra Preta (1.805 Ma); Taiano (360 Ma) e Apoteri (120-200 Ma). O Episódio Taiano já havia sido mencionado por Amaral (1974).

Dentre estas, talvez a mais importante reativação desse lineamento foi a que ocorreu no Mesozóico - episódio Tacutu - e associada à formação do Atlântico Norte (Costa et al., 1991 a e b; Eiras & Kanoshita, 1988). Ao longo do lineamento desenvolveu-se, na fronteira brasileira-guianense, a bacia do Tacutu, caracterizada por Eiras & Kanoshita (op. cit) como um *rift* intracontinental mesozóico, alongado na direção NW-SE, com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, que aloja cerca de 8.000 m de sedimentos e magma básico. Os autores estudaram dados de poços e perfis de linhas sísmicas transversais à bacia, encontrando várias evidências de que a seção mesozóica, incluindo a cretácea, havia sido deformada por um evento modificador de natureza transcorrente dextrógiro. O evento teria resultado da expansão da cadeia

meso-oceânica do Atlântico Sul, e pela conseqüente força de resistência exercida pelas placas de Nasca, a oeste, e Caribe, a norte, com início no Mioceno estendendo-se até os dias de hoje, e, portanto, neotectônico.

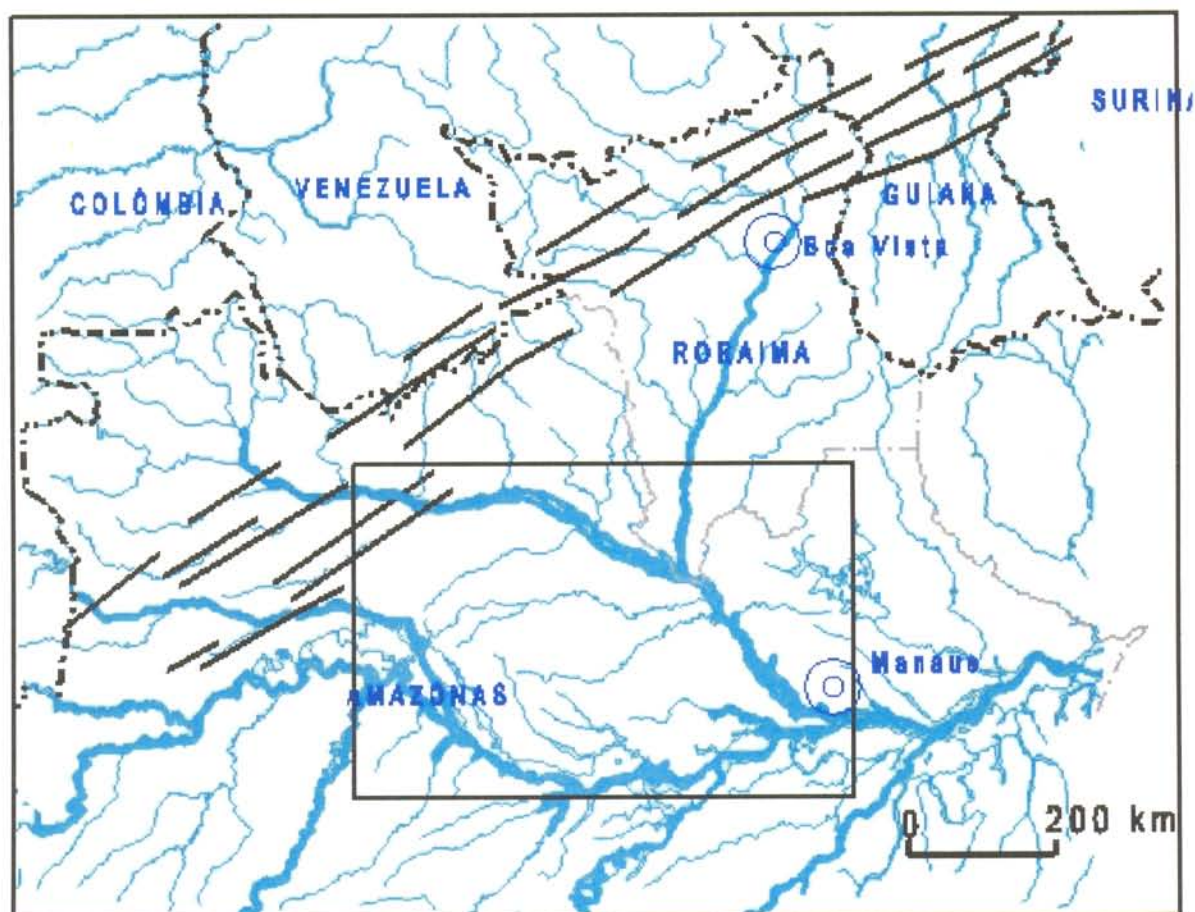


Figura 6.23 – Extensão regional do Lineamento Tacutu. Em destaque no retângulo a área investigada.

Movimentações dessas estruturas durante o Terciário Superior e também Quaternário foram mencionadas por Costa & Costa (1996), Costa et al (1996) e Reis et al. (2002) que, na região nordeste de Roraima, visualizam as estruturas desse lineamento como elementos definidores da borda sudeste de uma cunha transtensiva, que aloja em seu interior os sedimentos da Formação Boa Vista de idade pleistocênica ou plio-pleistocênica. A evolução dessa cunha teria sido marcada por, pelo menos, dois episódios principais de movimentação, sendo um no

Mioceno-Plioceno e outro no Quaternário, com desenvolvimento de feições transpressivas no primeiro e transtensivas no segundo.

Pelo exposto fica evidente a antiguidade dos elementos estruturais que integram o Lineamento Tacutu, bem como as várias fases em que o mesmo foi reativado e movimentado sob diferentes regimes tectônicos. No que se refere ao regime neotectônico a projeção das falhas para a região da Bacia de Boa Vista, em Roraima, confirma a sua natureza direcional dextral e o recorrente reconhecimento de, pelo menos, dois pulsos de movimentação cinemática, onde as direções NE-SW e E-W revelam-se mais antigas e de natureza ora transcorrente ora transpressiva, e também transtensiva. Para as direções NW-SE, por seu turno, os dados de campo, em geral, têm confirmado seu caráter transtensivo em face da natureza transcorrente do regime neotectônico. Confirmam também que os traços de seus planos afetam o perfil laterítico imaturo, desenvolvido na metade do Pleistoceno, sendo, portanto, mais novas.

O padrão morfotectônico apresentado pelas morfoestruturas do Compartimento Transcorrente Rio Negro – Rio Japurá é coerente com este modelo. Nesse contexto é admissível que no início do regime neotectônico ocorrido no Mioceno-Plioceno, as estruturas antigas do Lineamento Tacutu eram drenadas por um sistema aluvial em processo de definição visto que, por volta desta época, estava ocorrendo a inversão do sentido geral da rede de drenagem, que antes fluía para oeste em direção ao lago Solimões (Pebas), presente nas bordas da cadeia andina. Durante o primeiro pulso, estas falhas foram reativadas como transcorrências dextrais estabelecendo, através dos seus traços, os principais corredores de drenagem, que neste processo começou a se organizar na direção nordeste. O clima seco árido a semi-árido, com chuvas torrenciais concentradas (Bigarella et al. , 1965; Bigarella & Mazuchowski, 1985), propiciou a abertura de amplos vales em forma de U onde divagavam canais meandantes e entrelaçados, controlados pela estruturação transcorrente.

Seguiu-se um período de quietude tectônica, com alternância de climas úmidos e secos, e desenvolvimento de um perfil laterítico imaturo, marcado atualmente pela generalizada ocorrência de Plintossolos nas bordas dos interflúvios tabulares, e que perdurou até a metade do Pleistoceno. A morfogênese evolui através do processo de recuo de vertentes, estabelecendo a superfície de aplainamento pleistocênica ainda hoje preservada nos interflúvios tabulares. A drenagem devia ser muito rarefeita e do tipo intermitente, preservando-se os principais corredores

como veredas em meio à vegetação campestre ou arbustiva, localmente arbórea. Nichos florestais preservaram-se em refúgios (Ab'Saber, 1957, 1967).

No final do Pleistoceno, o clima novamente tende às condições de umidade, estabelecendo-se um novo processo de organização da rede de drenagem, ocupando e se adaptando à estruturação antiga. Novo pulso de movimentação, agora de natureza transtensiva, provocou a reativação das falhas transcorrentes, como falhas de rejeito normal-oblínquo, gerando ou reativando estruturas na direção NW-SE e E-W. A drenagem recentemente organizada, passa a experimentar bloqueios e mudanças na posição dos canais, desvios sob a forma de anomalias em arco e cotovelo, e formam-se assimetrias de bacias, com divisores alinhados, e um padrão retangular para a rede de drenagem. Registros da drenagem pretérita são preservados pela grande incidência de terraços dissecados, principalmente ao longo do vale do rio Urubaxi, pelo padrão de drenagem palimpsesto com paleovales preservados entre o rio Urubaxi e o rio Cuiuni, e pelo verdadeiro cinturão de marcas de paleodrenagem observado entre os vales dos rios Uneiuxi e Cuiuni (Figura 6.24).

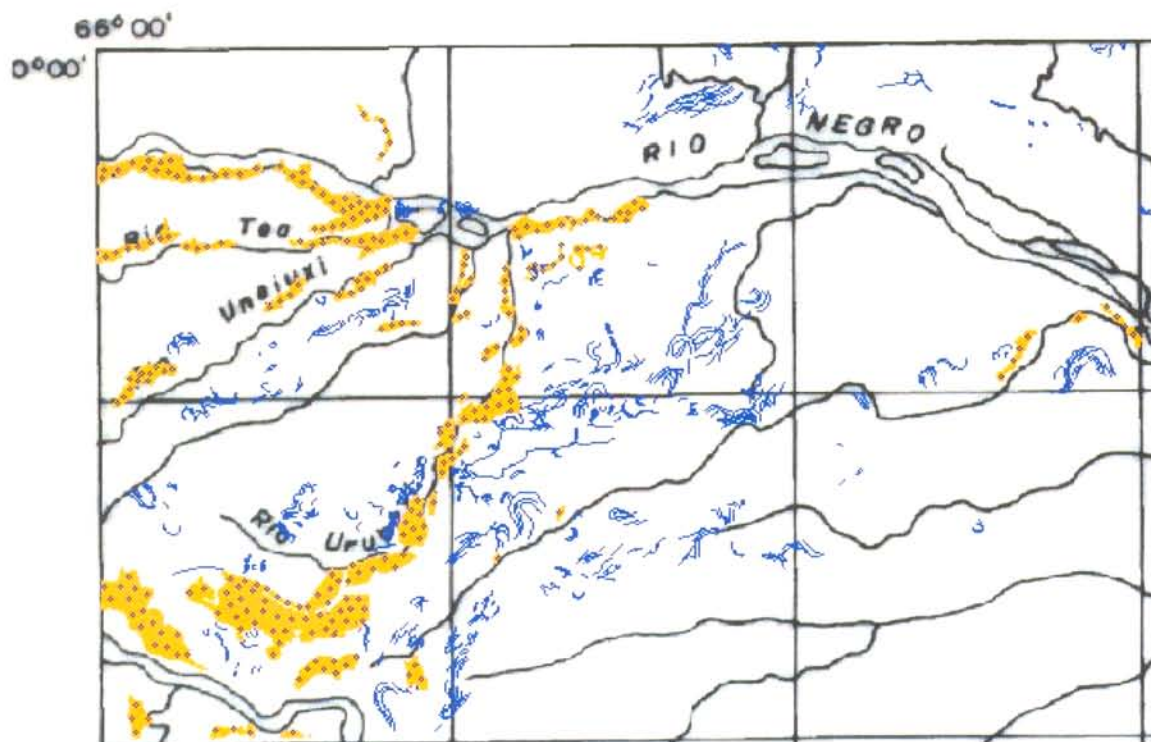


Figura 6.24 – Grande distribuição de terraços (cor destacada com ornamentos) e marcas de paleodrenagem (linhas finas em azul) na área do Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá

Nos interflúvios, sujeitos a soerguimentos e rebaixamentos alternados ao longo dos feixes principais, formaram-se lagos inclinados e pântanos, com degradação da cobertura florestal (Figura 6.25). A colmatagem ou dessecação desses lagos e áreas alagadas é acompanhada de uma intensa lixiviação das argilas e preservação de areias, com estruturas sedimentares típicas caracterizando uma unidade litoestratigráfica recente, informalmente denominada de Coberturas Arenosas interfluviais. São de grande importância, posto que têm uma origem primária ligada a processos tectônicos, e são de fácil reconhecimento, tanto no campo como em imagens aerotransportadas e orbitais, podendo ser consideradas como indicadores tectônicos.

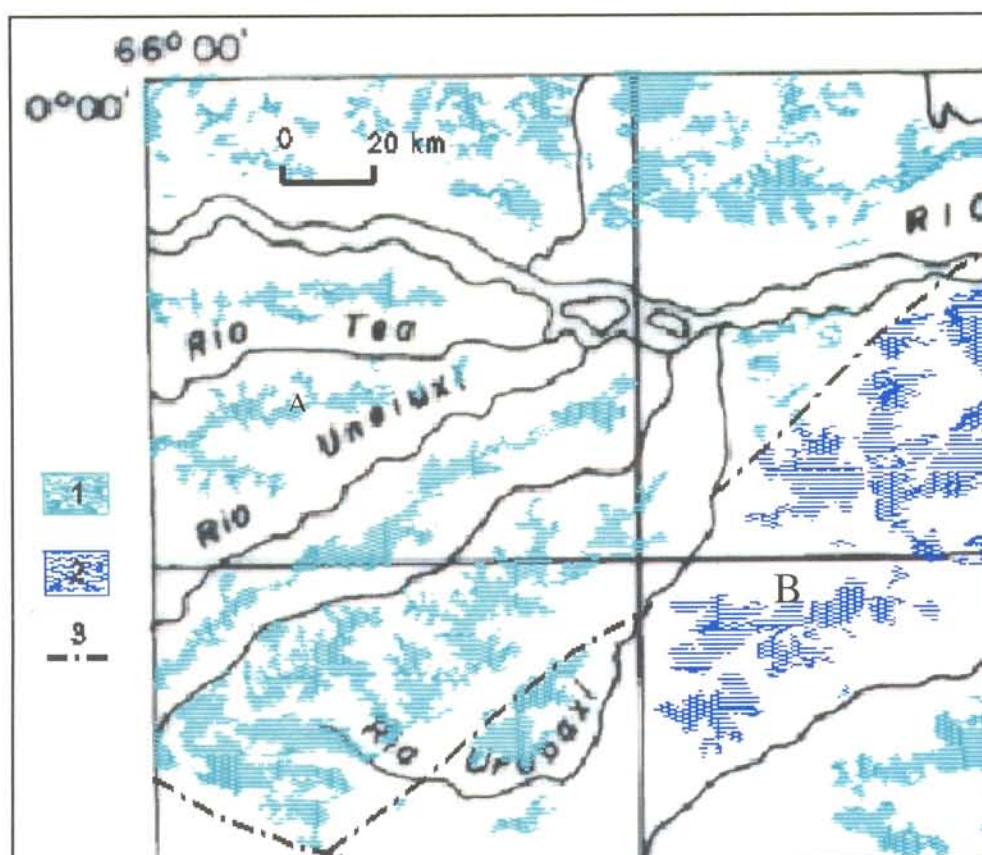


Figura 6.25 – Distribuição das Coberturas Arenosas Interfluviais no Compartimento Rio Negro-Rio Japurá (A) e em parte do Compartimento Transensivo Rio Negro-Rio Solimões (B). Em (1) os paleolagos e áreas pantanosas interfluviais estão colmatados, aparecendo apenas a cobertura arenosa já ocupada por vegetação arbórea; em (2) as coberturas arenosas ainda se encontram associadas a lagos e pântanos indicando movimentação vertical recente, ou mais nova que no compartimento Rio Negro-Rio Japurá; (3) marca o limite entre os compartimentos.

Sobre estas areias desenvolve-se uma vegetação de Campinarana inicialmente graminosa, evoluindo para arbustiva, arbórea e finalmente florestada, quando a floresta volta a ocupar a região degradada naturalmente.

#### 6.4.4. Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões

Este compartimento, com forma grosseiramente sigmoidal e orientação geral NW-SE, ocupa quase a totalidade da região central da área pesquisada, estendendo-se da margem esquerda do rio Negro até a calha do Solimões, e do rio Manacapuru até os limites ocidentais. Geomorfologicamente inclui: 1) os interflúvios tabulares, que constituem os sistemas de relevo Rio Solimões-Rio Piorini; Rio Piorini-Rio Unini; e Rio Unini-Rio Urubaxi, desenvolvidos sobre a Formação Içá; 2) as áreas de Aluviões Fluviais e Fluviolacustres que conformam sistemas de planície, presentes na calha do Solimões e nos afluentes dos rios Negro e Solimões; 3) as áreas de acumulação interfluviais desenvolvidas sobre os interflúvios tabulares; 4) os Sistemas de Terraços Dissecados de provável idade Pleistocênica; 5) os Sistemas de Terraços Holocênicos.

Na análise morfoestrutural as discussões que interessaram a este compartimento envolveram as principais sub-bacias dos rios que fluem pela margem direita do rio Negro, nos trechos foz do Paduari-foz do rio Branco e foz do rio Branco-Anavilhanas. Envolveram também a calha do Solimões e afluentes da margem esquerda, nos trechos foz do Juruá-Inflexão de Coari e Inflexão de Coari-Codajás, incluindo a bacia do rio Manacapuru cuja foz se situa no trecho Codajás-Manacapuru, mas que tem seu alto curso drenando a área do compartimento. O quadro configurado mostra que na região da calha do Solimões e de seus afluentes, pela margem esquerda, os elementos da drenagem e do relevo estão ajustados a um padrão estrutural que mostra um predomínio de falhas normais orientadas NW-SE, com planos mergulhando ora para nordeste, ora para sudoeste, deslocadas por falhas transcorrentes oblíquas de direção E-W. Para a bacia do rio Negro estes elementos também se ajustam às falhas normais NW-SE, empinadas para sudoeste próximo ao vale do rio Negro, enquanto que nos médios e altos cursos das sub-bacias passam a predominar falhas de rejeito normal-oblíquo dextra de direção E-W e mergulhos para sul. Em todos os casos estas feições estruturais predominantes são deslocadas por falhas transcorrentes de direção NE-SW.

O conjunto formado pelas morfoestruturas identificadas permite definir, no extenso interflúvio Negro-Solimões, uma área transtensiva de orientação NW-SE, integrada por dois domínios essencialmente extensionais posicionados a nordeste e a sudeste do compartimento, e um domínio transtensivo na sua zona central ( Figura 6.26).



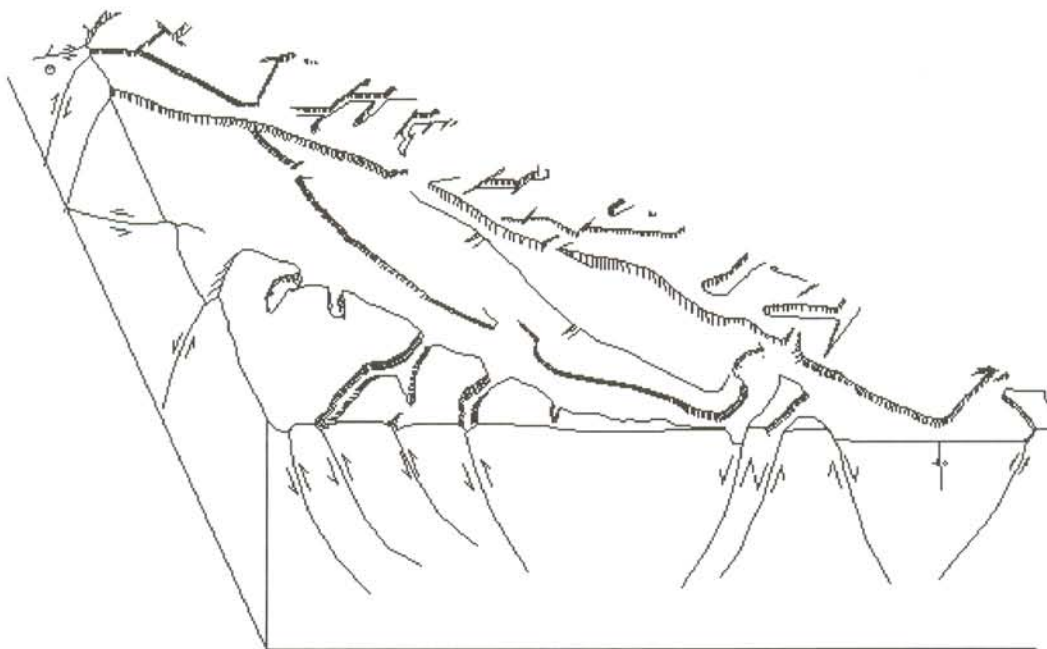
Trata-se de um *graben* assimétrico ou hemigraben cujas falhas mestras delimitam a borda sul da bacia, controlam o curso do canal principal do rio Solimões por uma extensão de mais de 350 km, e apresentam mergulho para NE, conforme observado nos afloramentos em barrancos nas margens do rio, entre o lago Tefé e a cidade de Coari. Os processos erosivos atuantes ao longo dessas falhas durante o Holoceno provocam a migração do curso do rio Solimões para sudoeste e, conseqüentemente, o padrão assimétrico da planície e o sistema de sedimentação holocênica, evidenciando diversas fases de sedimentação e, conseqüentemente, diferentes processos sedimentares acompanhando essa migração. Nessas condições, terraços ocorrem nos blocos soerguidos e sedimentação lacustre e fluviolacustre nos abatidos. Depósitos lineares fluviais estão associados à progressão da movimentação ao longo das falhas normais, as quais provocam a migração do canal do rio e erosão das terras firmes modeladas sobre a Formação Içá em sua margem direita, com a construção de imponentes barrancos por todo o trecho observado.

Falhas de rejeito normal-oblínquo dextral promovem deslocamentos no canal principal e nos barrancos do rio Solimões, e, em conseqüência, o rio em diversos trechos, por uma pequena extensão, orienta-se na direção E-W, obediente à direção dessas falhas, que do igarapé Catuá para jusante até a inflexão de Coari responde pela sua orientação geral. Falhas com esta orientação ocorrem ao sul da área e controlam grande trecho do rio Coari, e provocam grandes quebras em cotovelo no canal do rio Purus.

Na inflexão de Coari, falhas normais de direção N-S promovem a captura do rio Solimões para sul, no trecho em que o canal principal abandona a sua antiga planície, que descreve uma curvatura para norte. Rio abaixo, já no trecho entre Coari e Codajás, a planície encontra-se encaixada em uma outra estrutura do tipo *graben*, alongada paralelamente ao *Graben* de Mamirauá, desde a foz do rio Badajós até o vale do rio Purus. A nordeste é limitada pela falha de Codajás e a sudoeste pela falha do lago Aracá. A falha de Codajás projeta-se para norte formando a margem retilínea da planície abandonada do Solimões, controlando a disposição dos furos que drenam as águas do lago Badajós em direção ao Solimões e promovendo uma série de alinhamentos de lagos. O canal atual do rio Solimões, corta transversalmente a planície neste trecho.

Mais para norte estas falhas seguem controlando o curso do rio Badajós e o alto curso do rio Piorini, formando, no bloco soerguido, o divisor Solimões-Negro, e provocando a migração do canal do alto curso do rio Piorini para norte, com desenvolvimento de terraços e forte assimetria de vertentes. O rio Piorini, no médio e no baixo curso, se ajusta a um feixe paralelo de falhas normais. Em vários trechos estas falhas são deslocadas por alinhamentos de drenagem na direção E-W.

O quadro geral mostra que do rio Badajós até a planície do rio Solimões a movimentação das falhas provocou um escalonamento do relevo, e que o conjunto forma uma grande depressão estrutural na direção NW-SE limitado a sudoeste pela falha da margem direita da planície do rio Solimões e a nordeste pela falha do rio Badajós, cujo bloco soerguido forma o divisor retilíneo entre o rio Negro e o Solimões (Figuras 6.27 e 6.28).



**Figura 6.27 – Bloco diagrama esquemático mostrando o padrão estrutural e a organização do relevo no domínio extensional do Sudoeste.**

No domínio transtensivo da parte central do compartimento, define-se o Sistema de Relevo Rio Piorini-Rio Unini, no qual se desenha a assimetria de vertentes entre as bacias do Solimões e do Negro. Esta assimetria é provocada pela captura do sistema de drenagem que corria na direção nordeste, pelas falhas normais na direção NW-SE do domínio extensional de

nordeste, as quais se ajustam aos trechos do médio curso do rio Unini, e outras na direção E-W, onde se encontra adaptado o alto curso.

Este sistema de falhas é deslocado em vários trechos por transcorrências sinistras de direção NE-SW, que devem ter funcionado como falhas de transferência. O basculamento produzido pelo bloco rebaixado dessas falhas em conjunto com o soerguimento do bloco alto da falha do rio Badajós, respondem pela assimetria das vertentes e pelo padrão paralelo da rede de drenagem. O sistema de drenagem desorganizou-se inicialmente formando áreas pantanosas, alagados e lagos que foram posteriormente colmatados estando hoje ocupadas por vegetação de Campinarana arbórea e florestada. Estas áreas são marcadas pela incidência das Coberturas Arenosas Interfluviais que desenvolvem os solos Podzóis Hidromórficos. Os rios, nesse caso, embora conseqüentes em origem, ajustaram-se às discontinuidades tornando-se subseqüentes e superimpostos.

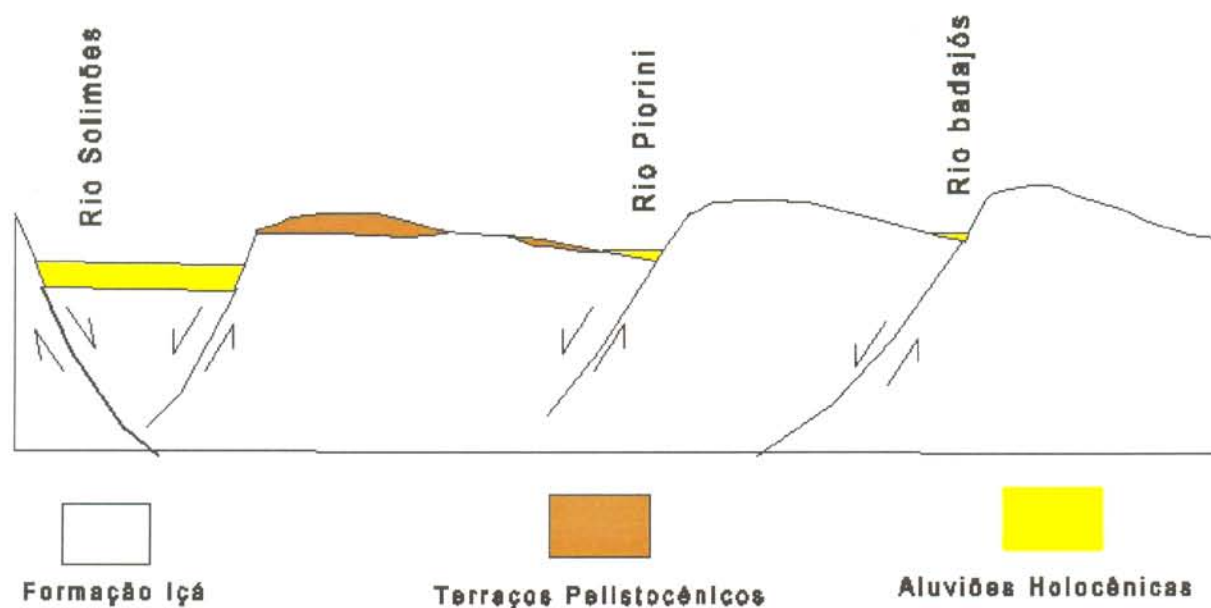
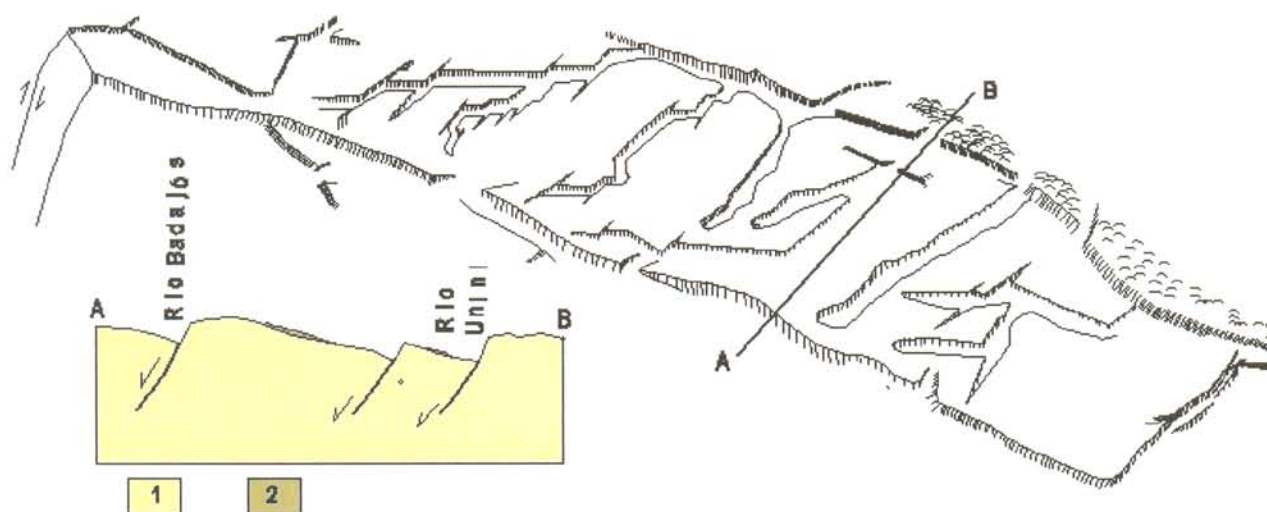


Figura 6.28 – Perfil idealizado entre o rio Solimões e o rio Badajós.

No que se refere ao domínio extensional de nordeste, além das falhas do rio Unini já citadas, compreende vários feixes paralelos de falhas normais com planos mergulhando para sudoeste que, além dos extensos alinhamentos de drenagem dos rios principais, e das capturas da rede de drenagem que fluía para nordeste, provocaram o alçamento do embasamento na região de Moura, bruscas mudanças no padrão dos canais principais de retilíneo para meandrante, o controle da margem esquerda do rio Negro, na região do Arquipélago de Anavilhanas, e uma

extensa anomalia radial de drenagem interessando os cursos dos rios Puduari, Carabinani e Manacapuru. Em conjunto com as falhas do rio Negro, descritas no trecho foz do Paduari-foz do rio Branco, formam uma grande área soerguida onde a drenagem procura se organizar ao longo dos canais de uma drenagem pretérita, constituindo uma rede composta multibasinal-lagunado-palimpsesto, e onde se verificam os maiores níveis altimétricos chegando a 130 metros na região da bacia do igarapé Carajunzinho, afluente esquerdo do rio Unini.



**Figura 6.29 – Diagrama esquemático mostrando o comportamento do relevo e o padrão estrutural do Domínio Transtensivo do Compartimento Rio Negro - Rio Solimões. Embaixo, perfil entre o rio Badajós e o rio Unini. (1) Formação Içá; (2) Coberturas arenosas interfluviais.**

A distribuição espacial do Compartimento Transtensivo Rio Negro – Rio Solimões é coincidente com a área de ocorrência do Arco de Purus, cujo mapa estrutural, de acordo com Wanderley Filho & Costa (1991), mostra que a profundidade do embasamento diminui para menos de 1.000 metros a oeste de Manaus, atingindo mais de 4.000 m no eixo da bacia do Amazonas e 3.000 m na bacia do Solimões. Nos poços perfurados pela PETROBRAS nessa região, contatou-se que este embasamento é representado por sedimentos e rochas vulcânicas e intrusivas proterozóicas, constituição muito semelhante à verificada no embasamento da bacia a sudeste, e representada nas vulcânicas ácidas e granitos do Supergrupo Uatumã, e nos sedimentos do Grupo Beneficente. Ainda de acordo com Wanderley Filho & Costa (1991) estas unidades são limitadas por extensos lineamentos de direção NW-SE, que compõem a geometria geral do *Graben* do Cachimbo e desaparecem por baixo do pacote de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Amazonas. Considerando a natureza e a distribuição das unidades

litoestruturais, estes autores sugerem que o Arco de Purus represente o prolongamento do Graben do Cachimbo para noroeste.

O *Graben* do Cachimbo é uma extensa bacia proterozóica localizada na região limítrofe entre o Pará, Mato Grosso e Amazonas, cujas falhas limitantes apresentam direcionamento NW-SE. A projeção dessas falhas na direção noroeste é perfeitamente coincidente com as estruturas dos domínios extensionais de sudoeste e nordeste do Compartimento Transtensivo Rio Negro – Rio Solimões, embora com um grande deslocamento para sudoeste na altura do Lineamento Madeira, que deve ter deslocado esta estruturação segundo um padrão dextral. Com base: 1) na natureza dessas falhas; 2) na coincidência da sua orientação com os lineamentos proterozóicos que limitam o Graben do Cachimbo; 3) na exposição do embasamento e das coberturas proterozóicas na região de Moura, em geral no bloco alto de falhas normais do domínio extensional nordeste; e 4) nas informações de subsuperfície apresentadas por Wanderley Filho & Costa (1991) que mostram uma largura de mais de 200 km para o Arco de Purus, é plausível admitir que as falhas dos domínios extensionais desse compartimento representem a reativação neotectônica das estruturas que definem o Arco de Purus.

Este quadro estrutural a julgar pelo desenvolvimento de terraços pleistocênicos e pelo basculamento da superfície neopleistocênica, deve ter se formado no final do Pleistoceno, pela incidência de um evento que provocou a movimentação das falhas transcorrentes dextrais do Lineamento Madeira, disposto a sudeste, e Tacutu a noroeste. Os grabens de Mamirauá e Codajás, que representam bacias de afastamento, e todo o sistema de falhas dos dois domínios extensionais, foram produzidos pela reativação das estruturas das bordas sudoeste e nordeste do Arco de Purus, a partir da interação dos esforços produzidos pela movimentação ou rotação, entre estes dois lineamentos. Alternativamente, é importante observar que, neste processo, desenvolveram-se também falhas de rejeito normal-oblínquo dextral de direção E-W como as que controlam o rio Japurá por mais de 400 km e se projetam para aos domínios da área investigada estabelecendo controles no alto curso do rio Unini. Os alinhamentos dos rios Japurá e Unini são aproximadamente coincidentes com as bordas da bacia paleozóica do Solimões em subsuperfície, e podem também representar falhas reativadas. Falhas de mesma natureza e direção controlam: o curso do rio Solimões do Igarapé Catuá para jusante; o rio Coari em praticamente toda sua extensão ao sul da área; estabelecem desvios à direita com formação de imponentes terraços na

margem esquerda do rio Purus, também ao sul da área investigada. É possível que o recobrimento entre estas falhas de direção E-W tenham produzido transtensões capazes de gerar as estruturas do domínio extensional sudoeste, da mesma forma que a elas se atribui a formação das estruturas transpressivas do Compartimento Rio Juruá-Rio Madeira(Figura 6.30).

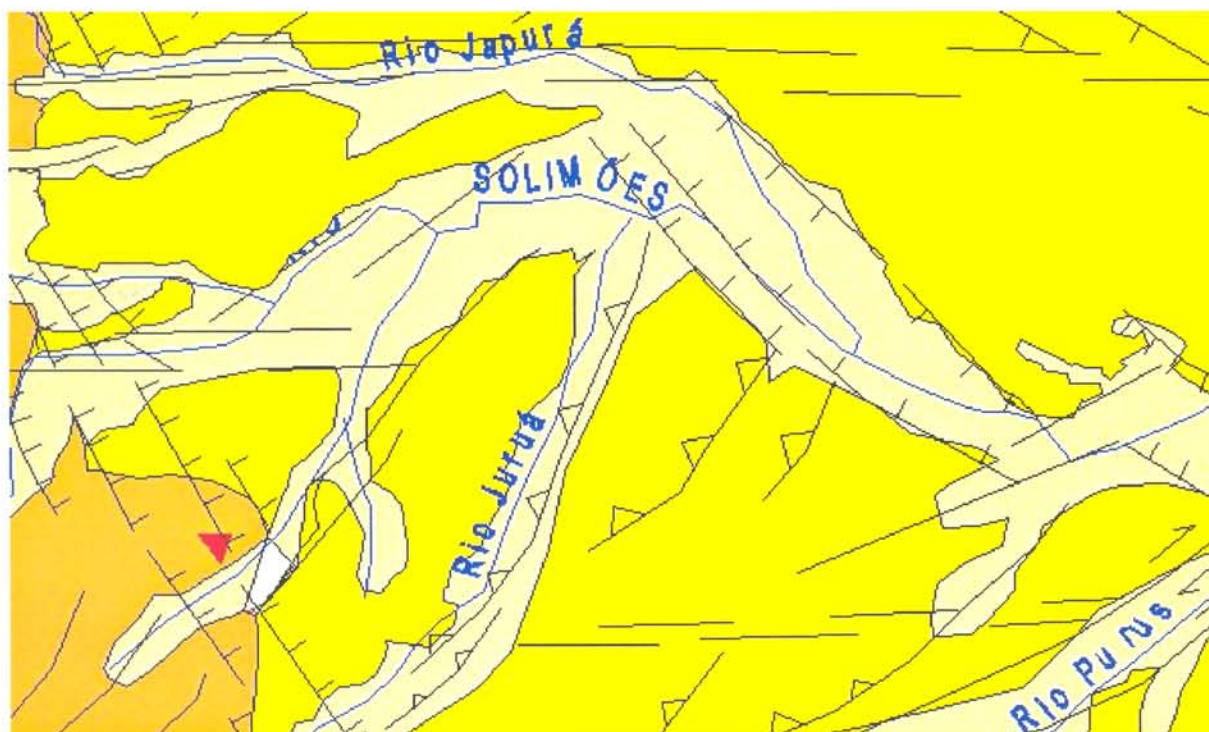


Figura 6.30 – Alinhamentos de direção E-W ao norte e ao sul do Domínio Extensional de Sudoeste. A interação entre estes alinhamentos com recobrimento à esquerda produz transtensão na zona externa, o que pode ter contribuído para a reativação das falhas da borda oeste do Arco de Purus como falhas normais.

Ressalta-se aqui a importância das falhas de direção E-W e NW-SE no desenvolvimento da paisagem hodierna. Conforme foi referido quando da abordagem dos compartimentos transcorrentes Rio Madeira – Rio Purus e Rio Negro – Rio Japurá, após a movimentação transcorrente do Terciário Superior, que pode ter-se estendido ao Eo-pleistoceno, estabeleceram-se os corredores de drenagem das águas que escorriam do paleolago Solimões (Pebas) invertidas para leste, após o soerguimento geral da cadeia andina ocorrido no Mioceno (Räsänen et al., 1998). Estes corredores desenvolveram-se através das linhas de fraqueza geradas ou regeneradas durante o evento transpressivo e se dirigiam para nordeste ao longo do Lineamento Tacutu, e se juntavam através do Rift do Tacutu ao proto-Barbicie, rio que drena o sul do território da República da Guiana, afluí ao rio Essequibo que joga suas águas no Atlântico Norte.

Quando da incidência do evento transtensivo no Neopleistoceno as falhas de direção NW-SE e, principalmente as de direção E-O, capturaram grandes trechos dessa paleodrenagem que se dirigia para o Atlântico Norte. As mais importantes são as falhas que definem os lineamentos Japurá e Juruá, e as do domínio extensional sudeste, incluindo alinhamentos menores, que controlam o atual curso do rio Solimões. Em muitas delas a drenagem capturada seguia obediente ao alinhamento por um certo trecho, retomando então o direcionamento nordeste. Em outras, como no caso do rio Solimões, o ajuste às estruturas extensionais de direção NW-SE redirecionaram o curso das águas rumo ao Amazonas, juntando-se, antes disso, ao curso do rio Purus. Nesse contexto, grande parte do desenho do vale do Solimões, tanto no trecho em que drena a área investigada quanto fora de seus limites, adquiriu já naquela época uma forma muito próxima da observada atualmente.

O trecho do rio Negro, a montante da foz do rio Urubaxi, também deve ter sido formado nessa época pela captura dos cursos dos rios Téa, Uneiuxi, Aluanã e Urubaxi, por alinhamentos de direção E-W gerados durante este evento transtensivo. Do rio Urubaxi para montante as águas do proto-rio Negro eram jogadas em uma área pantanosa, formada na área do Compartimento Transtensivo Rio Branco–Rio Negro, posicionado imediatamente a norte. Esta área pantanosa desenvolveu-se em uma depressão estrutural do Compartimento Rio Branco – Rio Negro, que acumulava as águas vindas do norte, devido à inversão de todo o sistema de drenagem que corria para nordeste pelo corredor estabelecido na região do *Rift* do Tacutu (Barbosa & Ramos, 1959; Schaefer & Dalrymple, 1995). Estas águas deviam ser escoadas através do curso inferior do rio Negro, entre a foz do rio Unini e Manaus, passando pelo Arquipélago das Anavilhanas, que provavelmente já estava estabelecido nessa época. Este trecho também devia receber as águas capturadas pelas falhas normais e de rejeito normal-oblíquo dextral que controlam o curso do rio Unini. No entanto, tudo indica que nessa época não havia o grande trecho entrelaçado do rio Negro entre os rios Urubaxi e Branco, o qual só viria a se estabelecer no Holoceno, quando se completou a inversão do paleossistema de drenagem de direção nordeste, para a direção sul, integrando-se ao sistema Amazonas Solimões conforme será discutido no compartimento seguinte

As falhas transcorrentes de direção NE-SW que promovem bruscas quebras nos cursos dos canais principais, principalmente no domínio transtensivo, e controlam grandes

trechos dos principais afluentes do rio Unini, devem representar falhas miocênicas reativadas. A julgar pelo seu caráter predominantemente sinistral, estas estruturas devem representar falhas de transferência.

As mesmas transformações sofridas na paisagem, descritas quando da abordagem sobre o Compartimento Transcorrente Rio Negro- Rio Japurá, ocorreram neste compartimento a partir do final do Pleistoceno, com os sistemas de drenagem e de relevo adaptados às novas condições morfogenéticas promovidas pelo arcabouço litoestrutural daquela época. Os rios, sob condições climáticas úmidas, se estabeleceram em antigos vales abertos durante as fases mais secas e de um modo geral apresentam largura desproporcional ao dos canais atuais.

Diferenças são notadas no Domínio Extensional Nordeste, já que toda a região foi soerguida no Holoceno, devido à transtensão ocorrida no Compartimento Rio Branco-Rio Negro que perdura até os dias atuais. Especificamente nesse domínio ou subcompartimento, houve nova desorganização da rede de drenagem que hoje se encontra em estágio inicial de desenvolvimento, com grandes lagos, pântanos e áreas inundadas em posição interfluvial, e que em muito se assemelha à paisagem que se verifica nos domínios do Compartimento Rio Branco-Rio Negro. Neste domínio ou subcompartimento, a vegetação de campinarana é ainda do tipo campestre, e os lagos inclinados encontram-se inundados indicando uma formação posterior aos lagos colmatados dos compartimentos Rio Negro-Rio Japurá e Rio Negro-Rio Solimões.

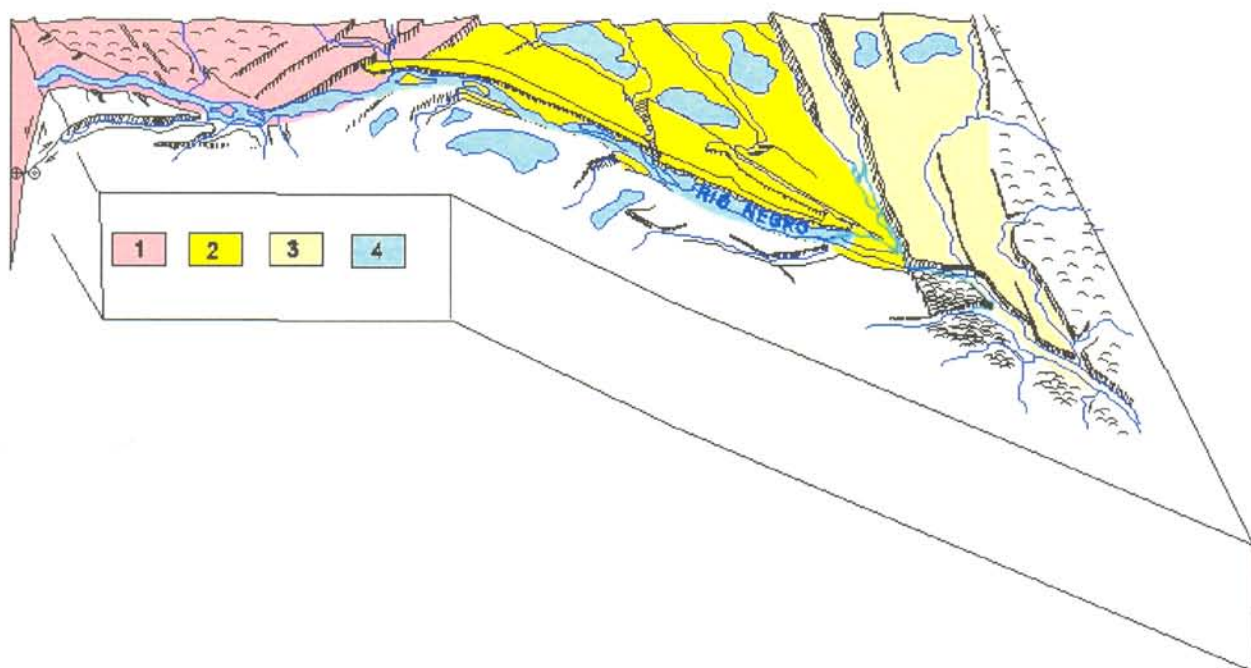
#### **6.4.5. Compartimento Transtensivo Rio Branco-Rio Negro**

Este compartimento situa-se na margem esquerda do rio Negro, ocupando uma área descontínua que se estende da bacia do Rio Branco para oeste até os limites ocidentais da área, sendo sua continuidade interrompida por sistemas de colinas desenvolvidas sobre rochas cristalinas proterozóicas. É representado por interflúvios tabulares modelados sobre rochas sedimentares da Formação Içá, que compõem o Sistema de Relevo Rio Branco – Rio Negro, e por sistemas de acumulação inundáveis na forma de planícies fluviais e terraços holocênicos, bem como depressões interfluviais onde comparecem regiões pantanosas e lagos inclinados.

Inclui, portanto, as bacias dos rios Branco, Demini e Jufari, além das sub-bacias da margem esquerda do rio Negro, no trecho foz do Cauaburi – Foz do Paduari. A análise morfoestrutural aplicada a essas sub-bacias mostrou que entre a foz do Cauaburi e a foz do

Paduari existe um predomínio de estruturas direcionais orientadas NE-SW, controlando a distribuição das formas de relevo e da rede de drenagem. Transtensões sob a forma de falhas normais orientadas NW-SE promovem variações importantes nos sistemas de relevo, que varia de aplainado nas áreas abatidas para colinoso nas soerguidas. Entre o rio Paduari e o rio Branco, o predomínio é de estruturas extensionais orientadas NW-SE, enquanto que do rio Branco para leste há grande incidência de falhas direcionais dextrais com importante componente de movimentação vertical, as quais formam o alinhamento do rio Branco de direção N-S (Figura 6.31).

Caracterizam-se assim três domínios morfotectônicos neste compartimento. A oeste, como uma continuidade das falhas transcorrentes definidas no Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá, posicionado imediatamente ao sul, define-se um domínio que, para efeito descritivo, será aqui denominado Domínio Transtensivo Paduari. Na zona central tem-se um domínio extensional denominado também, para efeito descritivo, de Domínio Extensional Demini, e, a leste, um domínio transcorrente oblíquo, muito provavelmente transpressivo, aqui denominado Domínio Transpressivo Rio Branco (Figura 6.31).



**Figura 6.31 – Bloco diagrama esquemático mostrando o Compartimento Transtensivo Rio Branco-Rio Negro. As convenções são: (1) Domínio Transtensivo Paduari; (2) Domínio Extensional Demini; (3) Domínio Transpressivo Rio Branco; (4) lagos e áreas inundáveis interfluviais.**

No Domínio Paduari as falhas transcorrentes controlam a disposição do rio Negro, desde a foz do rio Urubaxi até a foz do rio Paduari, formando um sigmóide transtensivo preenchido por depósitos aluvionares e o conseqüente alargamento da planície do rio Negro, neste trecho. O rio Paduari tem trechos de seu curso controlado pelos alinhamentos e alguns tributários do rio Preto, seu afluente, tem cabeceiras próximas ao rio Negro, mas com curso correndo para norte. Na margem esquerda do rio Negro ocorrem marcas de paleodrenagem e paleovales que drenavam a região para nordeste, deslocadas por falhas transcorrentes dextrais. Zonas transtensivas representadas por falhas normais inclinadas para nordeste ocorrem no interior deste domínio, e provocam assimetrias de drenagem e soerguimento do embasamento da bacia onde se observa relevo colinoso sobre rochas cristalinas proterozóicas. Falhas normais importantes, como a que controla o curso do rio Abuará e longo trecho do rio Negro, promoveram o basculamento da região para sul com instalação de uma drenagem conseqüente e direcionamento N-S, representada pelos rios Inambu, Maruíá e Daraã.

No Domínio Demini, de caráter extensional, a estruturação é desenhada por falhas normais orientadas na direção NW-SE que controlam a orientação dos canais principais, e desenvolvem imponentes terraços na margem do rio Negro. A largura destes terraços é compatível com a da sua planície, neste trecho, e sua geometria em degraus em direção a sudoeste indica que o rio Negro migrou neste sentido, provavelmente, em decorrência do colapso progressivo do piso das falhas normais que controlam o seu curso. Estas falhas apresentam um padrão escalonado e provável perfil lítrico, e, como o mergulho dos planos sempre se mostra para NE, ocorrem fortes assimetrias de drenagem cujo padrão geral, no entanto, é, em grande parte, do tipo amorfo se definindo apenas quanto aos cursos dos canais principais. Nos interflúvios há grande incidência de lagos inclinados preservados, indicando movimentação vertical recente neste domínio. Em algumas áreas, como no interflúvio rio Branco – rio Xerui, e no alto curso do rio Preto, afluente do rio Jufari, ocorrem morros isolados de rochas do embasamento da bacia e que formam o teto de falhas normais de significativo rejeito.

No Domínio Rio Branco, a característica é de um forte alinhamento da drenagem na direção N-S, com os canais principais da rede fluindo paralelamente por longas distâncias sem confluir. O rio Negro, ao adentrar neste domínio, sofre uma brusca mudança no padrão de seu canal que passa de entrelaçado para retilíneo, indicando diminuição do gradiente a leste do feixe

de alinhamentos do rio Branco. Para jusante, o canal e a planície que apresentam orientação geral NW-SE, desenham uma série de curvas bruscas para a direção N-S, coincidentes com os alinhamentos deste domínio. Estes fatos são evidências de movimentação vertical com bloco alto a leste. As estruturas deste compartimento e a sua diferenciação tectônica têm fortes relações com a cinemática do Lineamento Tacutu. As falhas do Domínio Rio Branco se estendem para norte até confrontar com as estruturas desse lineamento na altura de Caracaraí, no Estado de Roraima. Daí para norte sofrem gradativamente uma inflexão para nordeste até se confundirem com as estruturas direcionais dextrais do Lineamento Tacutu. O quadro mais provável para o desenvolvimento das falhas do Domínio Rio Branco, portanto, é de que ele represente um segmento ou uma anastomose do Lineamento Tacutu na direção sul, formando, em conjunto com a projeção desse lineamento para sudoeste, uma estrutura em cunha que é um tipo de bacia de afastamento (*pull-apart*), originalmente descrito por Crowell (1974) (Figura 6.32), e típica de zonas direcionais.

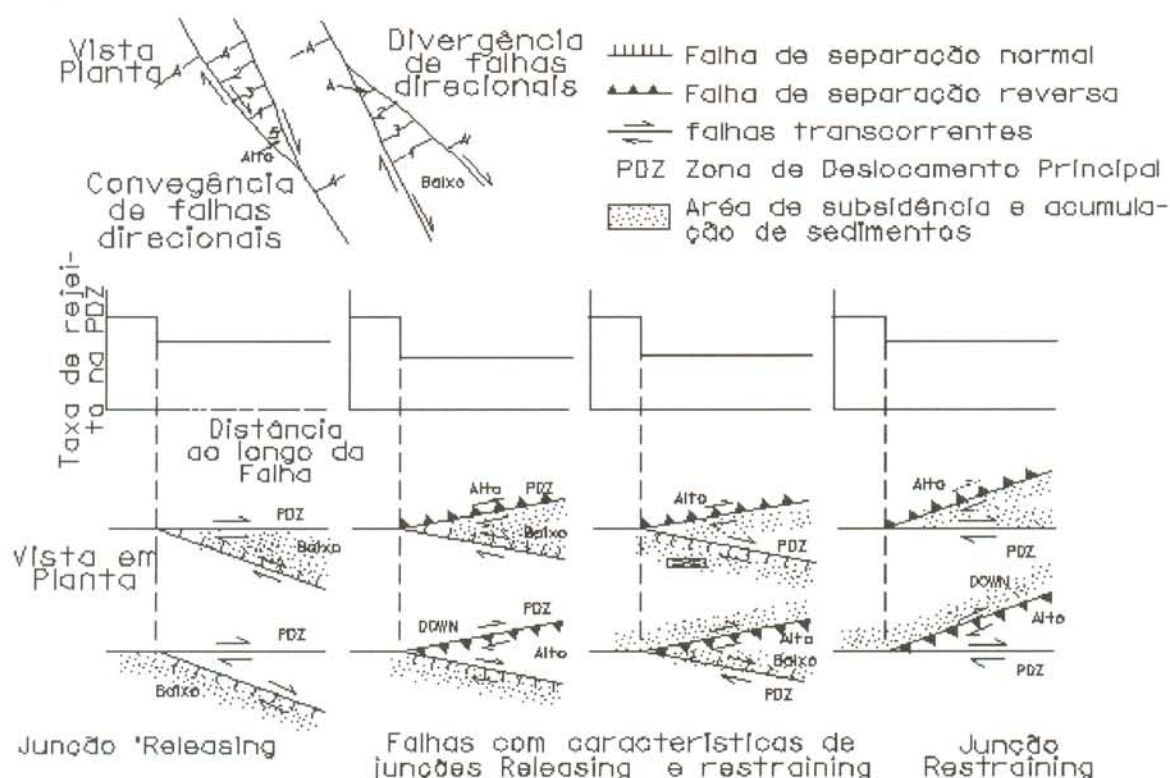


Figura 6.32 – Esquema ilustrando as relações entre a cinemática da falha principal e soerguimento e subsidência de blocos em uma estrutura em cunha (Segundo Christie-Blick & Biddle, 1985).

A geometria em planta desse tipo de estrutura, e tendo como referência descritiva o vértice da cunha em direção à sua base, pode apresentar-se de duas maneiras (Figura 6.32): 1) A

zona de deslocamento principal (PDZ) pode abrir-se em dois ramos; 2) a zona de deslocamento principal mantém a sua direção geral abrindo um ramo para a esquerda ou para direita do seu direcionamento geral. No primeiro caso, ocorre uma junção entre os ramos e a zona de deslocamento principal com características tanto de relaxamento (*releasing*) quanto de compressão (*restraining*), desenvolvendo-se, em um dos ramos, falhas com rejeito normal-oblínquo e, no outro, falhas com rejeito inverso-oblínquo, com soerguimento ou rebaixamento nas regiões interna e externa da estrutura, a depender da direção do mergulho dos planos de falha. Nesse contexto, se a movimentação for dextral, será formada, no ramo que se abre para a direita, uma junção do tipo *releasing*, ocorrendo transtensão e desenvolvendo falhas com rejeito normal-oblínquo, com rebaixamento e formação de bacia na zona interna e soerguimento da externa, desde que o mergulho das falhas normais aponte para o interior da estrutura; se o mergulho for para o exterior da estrutura ocorrerá rebaixamento da externa e soerguimento da interna; no ramo que se abre para a esquerda, no entanto, a junção é do tipo *restraining* e as falhas serão inverso-oblínquas com soerguimentos ou rebaixamentos na zona interna ou externa, dependentes do sentido do mergulho das falhas inversas. No caso da zona de deslocamento principal manter sua movimentação geral e abrir apenas um ramo, ocorrerá junção do tipo *restraining* se esta abertura for para a direita, e do tipo *releasing* se for para a esquerda; os rebaixamentos e soerguimentos das zonas interna e externa da cunha serão dependentes do mergulho das falhas desse ramo. Se a movimentação da zona de deslocamento principal for sinistral o raciocínio é ao contrário.

Adicionalmente, considerando-se que a ramificação mantém o mesmo sentido de deslocamento da zona principal, no interior da estrutura se desenvolverão falhas normais transversais ao sentido do deslocamento principal por colapso progressivo do teto. Se a ramificação tiver deslocamento em sentido contrário ao da zona principal ocorrerão falhas inversas por colapso da lapa ou propagação frontal (Crowell, 1974; Buttler, 1982; Christie-Blick & Biddle, 1985).

No caso em questão, a julgar pelo considerável alçamento do relevo em ambos os lados da estrutura, acredita-se que o Lineamento Tacutu na altura da cidade de Caracaraí, em Roraima, se abre em dois ramos, com um sofrendo uma ligeira inflexão para oeste, mas

mantendo a direção NW-SE, enquanto que o outro inflete para sul conformando o Lineamento Rio Branco (Figura 6.33).

O ramo que se abre a partir do Lineamento Tacutu e forma o alinhamento do rio Branco se volta para a esquerda da zona de deslocamento principal, onde o sentido do movimento é dextral. Nesse contexto, forma-se, aproximadamente na região de Caracaráí, uma junção do tipo *restraining*, que se projeta para sul e constitui o Lineamento do Rio Branco. De acordo com o modelo, as falhas que se desenvolverão ao longo deste lineamento serão do tipo inversas. Estas falhas estabelecem os limites da sedimentação cenozóica da Formação Içá, expondo o embasamento proterozóico a leste, implicando em admitir que o bloco soerguido encontra-se nesta posição e, conseqüentemente, os planos das falhas inversas mergulham para a zona externa da estrutura. Nesta situação ocorre abatimento da zona interna.

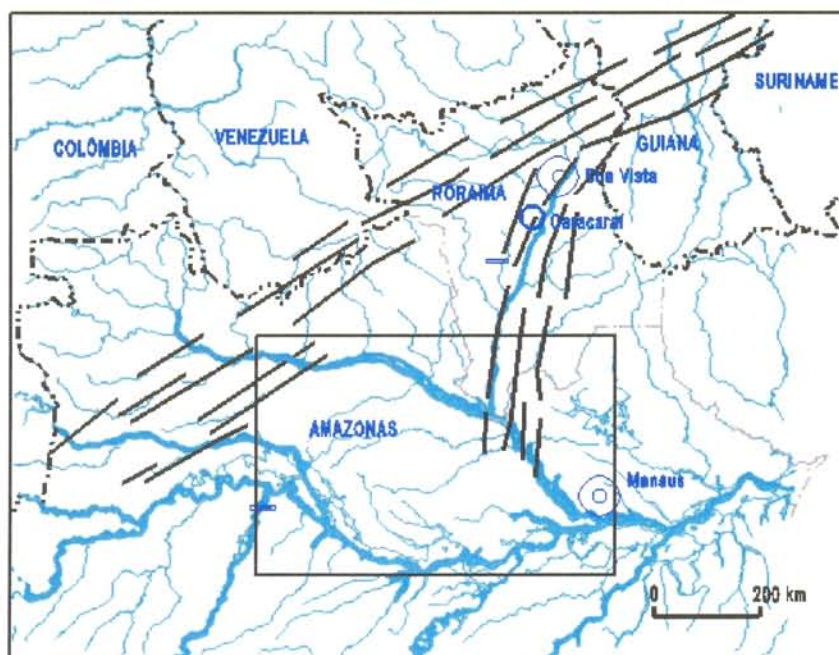


Figura 6.33 – Situação regional das relações entre o Lineamento Tacutu de direção NE-SW e o Lineamento Rio Branco de direção N-S. O desenho é de uma cunha transtensiva com junção do tipo *restraining*, entre Boa Vista e Caracaráí.

Por outro lado, o ramo que se abre para a esquerda, e que constitui o Lineamento Tacutu propriamente dito, em sua projeção para sudoeste até o Domínio Paduari se volta para a direita, a junção que se forma é do tipo *releasing* e a componente vertical das falhas direcionais será do tipo normal. Diante deste quadro, é bastante razoável admitir que o forte alçamento do relevo na região fronteira Brasil-Venezuela, a noroeste do feixe de lineamentos e também em

sua zona interna, esteja vinculado diretamente à movimentação dessas falhas no Mesozóico e início do Cenozóico.

A geração de falhas normais de direção NW-SE, que são bastante comuns no interior da estrutura, área correspondente as Domínio Demini, também é compatível com o modelo, considerando-se que a ramificação da estrutura em cunha, representada pelo Lineamento do Rio Branco, preserva o mesmo sentido de deslocamento da zona principal, no caso dextral.

Pelo exposto, a diferenciação tectônica observada no Compartimento Rio Branco-Rio Negro encontra-se delineada através de uma estrutura em cunha, formada pela ramificação, à direita e à esquerda, de uma zona transcorrente dextral, representada pelo Lineamento Tacutu, com junção do tipo *restraining* no ramo correspondente ao Domínio Rio Branco e, *releasing*, no ramo do Domínio Padauri. O Domínio Extensional Demini, presente na zona interna da estrutura, foi produzido pela interação convergente de zonas de deslocamento direcionais, no caso o Lineamento Tacutu e o Lineamento do Rio Branco, com mesmo sentido de movimentação.

A julgar pelos níveis altimétricos presentes nas zonas externas da estrutura transtensiva, a sua formação não ocorreu durante o regime neotectônico, devendo ter uma história tão antiga quanto a do próprio Lineamento Tacutu. Relacionados a soerguimentos da zona externa do ramo direito – ramo orientado na direção NE-SW – devem estar os altos relevos que conformam a fronteira oeste do Brasil com a Venezuela, como as serras do Imeri, Tapirapecó e Urucuzero, que atingem os 1.000 m, ou até 1.900 m, como na serra da Mocidade. No que se refere à zona externa do ramo esquerdo – ramo orientado N-S - os soerguimentos ocorridos ao longo da sua história devem responder pelos altos relevos das serras da Lua, Balata e Anauá, Baraúna e Jauaperi, entre outras, que chegam a 900m. Estes níveis altimétricos são compatíveis com a superfície Pos-Gondwana do final do Cretáceo, ou com a superfície Sul-Americana (King, 1956), ou Superfície Paleogênica da classificação do projeto RADAMBRASIL (Franco et al., 1975), ou ainda ao pediplano Pd2 de Bigarella et al. (1965), do início do Terciário.

A movimentação neotectônica dessa estrutura, portanto, apenas reativou falhamentos muito antigos, e o primeiro pulso de movimentação deve ter ocorrido no final do Terciário, provavelmente no Plioceno, quando da inversão do sistema de drenagem da Amazônia Ocidental para leste. Nesta época havia uma barragem estrutural a leste, configurada através do alçamento

das falhas da borda leste do Arco de Purus, através da falha de Manacapuru, e, ao sul, um outro alto estrutural coincidente com o Lineamento Madeira, também impedia que o escoamento se fizesse naquela direção. As estruturas do Lineamento Rio Branco, por seu turno, estabelecem os limites da Formação Içá, que não ocorre a leste do Domínio Transpressivo Rio Branco nem a oeste do Lineamento Tacutu. Estas estruturas controlaram a disposição dos corredores de drenagem plio-pleistocênicos que se dirigiam para NE e que responderam pela deposição essencialmente fluvial dos segmentos da Formação Içá, expostos no Estado do Amazonas e ao sul de Roraima. A conexão deste sistema de drenagem para norte, através do Lineamento Tacutu em direção ao Oceano Atlântico, se fazia através do rio Essequibo que também está condicionado às estruturas do *Rift* do Tacutu – onde é chamado de *North Savanna Rift Valley* (Berrangé, 1975) - e se estende pela Guiana e Suriname, envolvendo a drenagem do rio Courantyne, juntando-se à planície de Demerara por onde atinge o Oceano Atlântico.

Este paleossistema fluvial tem como registros litoestratigráficos no Brasil a Formação Boa Vista (Barbosa & Ramos, 1959), uma sucessão de idade plio-pleistocênica que, em Roraima, recobre os sedimentos mesozóicos que preenchem o Rift do Tacutu. A Formação Boa Vista se estende continuamente para nordeste adentrando o sul da República da Guiana, onde recebe a denominação de Formação *North Savanna* (Berrangé, 1975). Entre os limites setentrionais da Formação Içá e os meridionais da Formação Boa Vista encontra-se uma estreita faixa em Roraima, onde se expõe o embasamento proterozóico (Figura 6.34).

Acredita-se, portanto, que a Formação Içá, a Formação Boa Vista e a Formação *North Savanna* sejam os produtos sedimentares deste sistema fluvial plio-pleistocênico, constituindo nessa época um só sistema deposicional fluvial, sendo que em parte da Formação *North Savanna*, por sua proximidade com o Oceano Atlântico, existam registros de influências estuarinas (Berrangé, 1975).

A inversão ou como preferem muitos pesquisadores a captura das cabeceiras do rio Branco e de todo o sistema de drenagem do norte de Roraima para a bacia Amazônica já foi aventada por muitos autores. Guerra (1956) chamou a atenção para a grande inflexão apresentada pelos rios Uraricoera e Tacutu, que de um direcionamento aproximadamente nordeste, volta-se bruscamente para sul em direção ao rio Branco, sugerindo a existência de uma paleodrenagem nordeste que foi capturada. A captura do rio Tacutu também foi mencionada por Barbosa &

Ramos (1959), que consideraram a possibilidade de ter havido um antigo sistema de drenagem para nordeste, sendo seguidos por Braun (1973) e Franco et al. (1975).



Figura 6.34 – Situação regional no Brasil da sedimentação plio-pleistocênica. (1) Bacia da Formação Içá; (2) Bacia da Formação Boa Vista.

Berrangé (1975) acreditava que rios Tacutu e Rupununi, em conjunto com o Essequibo, Rewa e Ireng, na Guiana, e Uraricoera, Parima, Cotingo e Surumu no norte de Roraima, no Brasil, formavam um só sistema de drenagem em direção ao Atlântico, chamado de proto-Barbice, por onde penetrou o braço de mar que originou a Formação Tacutu. O proto-Barbice fluía para nordeste até o fim do Terciário, quando suas águas teriam sido capturadas pelo rio Branco, e redirecionadas para o rio Amazonas.

Para Schaefer & Dalrymple (1995) durante o Cretáceo Superior, o preenchimento e o aplainamento do *Graben* do Tacutu e a formação associada do proto-Atlântico resultaram na criação de um sistema de drenagem com fluxo para norte em direção ao Caribe, que seguiu o eixo do *rift valley*. Esta depressão teria sido o curso de um rio, o rio proto-Barbice, que recebia a drenagem do alto rio Branco para o Atlântico durante o Terciário ou mais antigo, quando o rio Branco teria sido capturado pelo Amazonas. O limite sul desta bacia de drenagem estaria situado, segundo estes autores em um paleodivisor formado onde hoje se expõe o embasamento cristalino

que separa as duas bacias plio-pleitocênicas, Içá e Boa Vista. Este paleodivisor fizera parte de uma cadeia de montanhas cujos remanescentes atuais são as serras de Mucajaí, Apiaú, Mocidade e Demini, na vertente oeste do rio Branco, e as serras da Balata, da Lua e Serra Grande no lado leste, as quais separavam o proto-Barbice (o mesmo rio Courantine) dos rios Negro e Amazonas. Os argumentos que sustentam a interpretação dos autores são a presença de seixos de concreções lateríticas presentes no topo dessas serras, nos conglomerados da base da Formação Boa Vista, e o fato de que a maioria dos rios, com cabeceiras nas serras, tem um curso inicial na direção norte, mudando abruptamente para oeste e, eventualmente, para sul juntando-se ao rio Branco.

Pelo exposto, parece que não existe dúvida quanto a uma inversão, ou captura, da drenagem na região do alto rio Branco para o rio Amazonas. A questão a ser discutida é a época em que se deu esta captura, a qual, no entender de Berrangé (op. cit) e Schaefer & Dalrymple (1995) teria acontecido no final do Terciário ou mais tarde. Um outro aspecto a ser discutido é que não existe referência a uma ligação com a paleodrenagem da Amazônia Ocidental, já que as cabeceiras do proto-Barbice situar-se-iam ao norte da Bacia Içá.

Quanto à idade, é importante observar que, no fim do Terciário ou mais tarde, ainda não havia se processado a sedimentação Içá - Boa Vista - South Savanna, cuja idade é do início do Pleistoceno, ou no máximo do fim do Plioceno conforme já discutido, e seu ambiente é seguramente fluvial. As Formações Boa Vista, em Roraima, e North Savanna, na Guiana, apresentam continuidade de uma para outra, e não há como explicar esta continuidade se as bacias hidrográficas não estivessem unidas. Portanto, pelo menos no segmento norte, esta cobertura sedimentar tem que ter sido depositada antes da inversão, o que necessariamente significa que tal inversão ocorreu do Pleistoceno Médio em diante.

No que se refere à Bacia Içá, já foi apontado que sua sedimentação esteve limitada a leste, pelo alçamento provocado pelas falhas da borda leste do Arco de Purus, enquanto que ao sul havia uma área soerguida alinhada na direção nordeste, coincidente com o Lineamento Madeira. Em vista disso, não existem registros de sedimentação pleistocênica nem a leste do Arco de Purus, nem a sul e sudeste do lineamento. As águas invertidas de oeste tinham que ser drenadas para norte ou nordeste, sendo o corredor formado ao longo do Rift do Tacutu as vias naturais de escoamento.

Por toda a região pantanosa, que ocupa a região do Domínio Demini e na sua continuidade para norte, existem evidências, através de marcas de paleodrenagem e paleovales, da existência de uma paleossistema de drenagem para norte-nordeste. Se a sedimentação tivesse sido processada pela Bacia do Rio Branco, a sua disposição devia ser muito próxima da atual e estes registros teriam que estar voltados para sul. Além disso, todo o sistema de drenagem existente nesta região é muito recente, e só é definido através dos canais principais, sendo esta definição estabelecida por colmatagem de lagos e áreas inundáveis. De resto, a drenagem é caracterizada por um complexo de furos interconectados entre si, e com os canais principais. Estas características morfológicas são indicativas da presença de uma unidade ainda mais nova preenchendo esta depressão estrutural, possivelmente recobrando a Formação Içá que ocorre seguramente nas bordas da estrutura. Esta unidade mais nova, não foi considerada no mapeamento apresentado por falta de informações de campo que permitissem a sua caracterização mais segura.

Por outro lado, as serras que conformam o suposto paleodivisor são compostas de rochas ígneas e metamórficas de alto grau, com grande resistência aos processos erosivos. Estas serras apresentam desníveis que atingem 1.900 metros em relação à planície do rio Branco, e conformam relevos residuais, ou seja, sem continuidade de um para outro, por entre os quais fluem os tributários. Para uma superimposição desta ordem, mesmo que fosse por ajuste a falhas, deveriam formar-se canions, gargantas e cachoeiras ao longo do canal do rio, porém o que se observa é que o canal serpenteia entre os maciços residuais, com trechos de encachoeirados, chegando até a desviar o seu curso, como acontece pouco a montante da cidade de Caracará.

Em vista disso, acredita-se que esta inversão de drenagem aconteceu durante o segundo pulso transcorrente do regime neotectônico, ocorrido após o desenvolvimento do perfil laterítico imaturo do Pleistoceno Médio. No evento, houve rebaixamentos sucessivos da zona interna da cunha pela movimentação de falhas normais de direção NE-SW. Ao mesmo tempo, no norte de Roraima, se erguiam os relevos da serra Pacaraima, na fronteira Brasil-Guiana-Venezuela, devido à movimentação de lineamentos de direção E-W, que, de acordo com Costa & Costa (1996) e Reis et al. (2002), também formam uma cunha transtensiva do Lineamento Tacutu, representando o ramo que se abriu para a direita da zona de deslocamento principal.

O soerguimento a norte e o rebaixamento ao sul provocaram a captura e promoveram a inversão do sistema de drenagem no sentido da estrutura em cunha, formando uma grande área de acumulação que conformam os pantanais do interflúvio rio Branco-Rio Negro. O vértice da estrutura, na região da junção entre os dois ramos, sofreu soerguimento o que propiciou a erosão dos depósitos plio-pleistocênicos naquela região, separando e individualizando a Bacia Içá da Bacia de Boa Vista. Morros isolados que expõem rochas do embasamento no interior da bacia devem corresponder ao piso de falhas normais.

Obviamente que esta interpretação não exclui a possibilidade de ter existido um paleodivisor na região que juntamente com o Arco de Purus formavam as cabeceiras do sistema de drenagem que corria para oeste no início do Terciário. Pelo nível altimétrico atingido pelo topo da serra da Mocidade, em Roraima (1.925 m), este divisor, se existiu, deve ter sido erguido no Mesozóico quando a região esteve sob regime distensivo com eixo extensional a noroeste, possibilitando a abertura do *rift* do Tacutu e provocando fortes sorguimentos a noroeste do Lineamento Tacutu e a oeste do Lineamento do Rio Branco. De fato, os relevos residuais tomados por Schaefer & Dalrymple (1995), como referências para o posicionamento do paleodivisor, formam um arco de serras acompanhando o traçado destes dois lineamentos. O desmonte deste paleodivisor deve ter ocorrido durante o Terciário com dissecação diferencial ao longo de falhas desses dois lineamentos.

Durante o final do Pleistoceno até o presente a cinemática das falhas normais do Domínio Demini ocorreu progressivamente, evoluindo por colapso do piso no sentido sudoeste, com a rede de drenagem se adaptando e se ajustando aos planos. O trecho do rio Negro, entre a foz do rio Paduari e a foz do rio Branco, se formou já no Holoceno, mas migrou para sudoeste em face da progressão da deformação e formação de novas falhas naquela direção, conforme demonstram os grandes terraços escalonados de idade holocênica, em sua margem esquerda. O bloco soerguido das falhas que conformam o rio Negro, com mergulho para nordeste, confronta com o bloco soerguido das que controlam os cursos dos rios Caurés, Cuiuni e Unini, mergulhantes para sudoeste, formando o Sistema de Relevo Rio Unini-Rio Urubaxi. A grande desorganização da rede de drenagem, descrita nesta região, se deve a esses soerguimentos recentes.

Grande parte dos interflúvios é constituída por lagos inclinados, ou inundada, ocupada com vegetação de Campinarana campestre indicando, da mesma forma que no Domínio Extensional Nordeste do Compartimento Trantensivo Rio Negro - Rio Solimões, que a formação desses lagos é mais recente que aqueles colmatados e ocupados por vegetação arbórea ou florestada presentes no topo dos interflúvios dos domínios morfotectônicos Trantensivo e Extensional Sudoeste desse compartimento, bem como, por todo o Compartimento Transcorrente Rio Negro – Rio Japurá.

## 7. O QUADRO MORFOTECTÔNICO E A SISMICIDADE

O registro de atividades sísmicas na área e adjacências é bastante significativo, a despeito da baixa densidade demográfica que não permite um levantamento confiável dos sismos históricos ali ocorridos e, em consequência, também, da inexistência até a poucos anos de estações sismográficas na Amazônia (Assunção et al., 1983).

Um dos registros mais antigos data de 1690 e encontra-se no diário do Padre Samuel Fritz, provavelmente um missionário jesuíta que, como inúmeros outros, adentrou os sertões amazônicos objetivando a catequese da população indígena. Este registro foi citado por Sternberg (1950), que assim transcreve as observações que estariam reportadas ao paredão que perlonga a margem esquerda do rio Amazonas, entre a foz dos rios Negro e Urubu: *“A 6, pela manhã, surgiram ao lado do Norte as terras em que, no anno passado de 1690, pelo mez de Junho ocorreu um grandíssimo terremoto. Pareciam ruínas de grandes cidades: penhascos caídos, árvores grossíssimas desarraigadas e lançadas ao rio; terras muito altas desmoronadas; outras brancas, vermelhas, amarellas, no meio de pedras e árvores, amontoadas sôbre as margens; por toda a parte lagôas abertas, bosques destruidos, e tudo sem ordem mixturado. Onde havia terra arenosa ou lodosa o estrago se não fizera sentir. Dizia o frei Theodosio que ao mesmo tempo houve marulhada horrível no rio, morrendo muito peixe; e a isso era que attribuiam os gentios a minha detenção, dizendo que o Pará e todos haviam de perecer. Continuavam as ruínas por umas quatro léguas de rio; terra adentro tinha sido maior o estrago; e o terremoto foi caminhando por umas trezentas léguas para cima até as ilhas Omaguas, onde depois me disseram, que as casas tinham abalado”*.

Trata-se de um evento ocorrido muito próximo do limite leste da área, e pela descrição poderia ser enquadrado como de intensidade VIII, na classificação de Mercalli (classificação de Mercalli, de acordo com Assunção, 1983).

As informações fornecidas pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília mostram o cadastramento de 24 eventos com magnitude maior que 3.0 na Amazônia Ocidental, desde o ano de 1885, sendo que destes, onze foram localizados no interior da área investigada (sismos de número 1, 4, 5, 9, 11, 12, 13, 16, 19, 20 e 24 da Tabela 7.1 e Figura 7.1), onde não se encontra listado o sismo registrado pelo Padre Samuel Fritz. Os de números 7, 15, 17 e 18, ocorreram também muito próximo desses limites.

**Tabela 7.1. -Listagem dos sismos ocorridos na área e adjacências - meridianos 60° e 72° W e paralelos 2° N e 8° S -, de 1800 a 2002, contidos no banco de dados do Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília (UnB). As linhas destacadas em cinza correspondem a sismos ocorridos dentro dos limites da área de pesquisa.**

#	Data			Hora		Latitude (o)	Longitude (o)	Erro (km)	Localidade	ES	Io (MM)	Cat	Área	Mag	Tipo	Comentário
	Ano	Mês	Dia	HH	MM											
1	1885	1	29			-3.13	-60.00	-	Manaus1	AM	-	-	-	-	-1	
2	1917					-7.26	-64.79	-	Lábrea	AM	-	C	-	-	-1	Ano incerto
3	1941					-7.00	-62.70	-	Três casas	AM	-	C	-	-	-1	Ano incerto
4	1961	10	3	17	35	0.40	-63.00	100	N Amazonas	AM	-	C	-	4.0	0	(Caracas, Trinidad-Tobago)
5	1963	12	13	21	05	-2.30	-61.01	30	Manaus	AM	-	1	-	5.1	0	H=45 (ISS)
6	1975	6	22	11	04	1.50	-70.30	50	Colômbia/AM	RR	-	1	-	3.5	5	(ISS)
7	1979	12	20	21	23	0.50	-60.00	-	W Amazonas	AM	-	1	-	4.1	1	Ou 4.5S60.8W
8	1980	3	6	06	46	-6.17	-71.16	30	Manaus2	AM	-	1	-	4.8	0	H= 8(ISC,H=67?)
9	1980	9	2	22	36	-3.30	-60.00	100	AM	AM	-	1	-	-	1	
10	1981	2	17	05	00	-4.40	-70.40	100	AM	AM	-	1	-	3.4	1	(UnB)
11	1983	8	5	03	21	-3.59	-62.17	20	Codajás	AM	VII	A	500	5.5	2	H=23(UnB,IAG.)
12	1983	8	5	05	24	-3.59	-62.17	-	Codajás	AM	-	1	-	3.5	1	(UnB) réplica
13	1983	8	5	07	07	-3.59	-62.17	-	Codajás	AM	-	1	-	2.6	1	(UnB)
14	1986	3	28	22	06	-7.14	-71.71-	-	Brasil-Peru	AM	-	1	-	5.9	0	H=609(NEIC,UnB)
15	1986	3	5	22	51	-4.50	-65.90	100	Rio Tefé	AM	-	1	-	3.8	1	(UnB)
16	1987	1	28	03	59	-0.04	-63.22	100	Barcelos	AM	-	1	-	3.9	1	(UnB)
17	1988	6	5	13	50	0.90	-61.22	-	S.José Anauá	RR	-	1	-	3.8	1	(UnB)
18	1988	10	06	52	19	60.83	-	-	Jundiá	RO	-	1	-	4.0	1	(UnB) . Lg SAAS)
19	1988	6	6	09	25	-1.44	-64.82	-	Rio Cuiuni	AM	-	1	-	3.8	1	(UnB)
20	1989	6	8	12	26	-1.32	-64.13	58	Amazônia	AM	-	1	-	3.7	0	(UnB)
21	1991	7	28	21	21	-8.00	-63.21	15	Samuel	RO	-	1	-	1.8	0	(UnB) Local
22	1997	3	7	09	42	-6.48	-71.22	-	Acre	AC	-	1	-	4.9	0	H=628(UnB,NEIS)
23	1997	6	9	14	20	-5.58	-71.78	-	Amazonas	AM	-	1	-	4.7	0	H=603(UnB,NEIS)
24	2001	5	27	09	50	-1.30	-60.50	-	Balbina	AM	-	1	-	3.7	1	Provável Induzido?

# - Número do Sismo

Data - Ano, Mês, Dia

Hora de Origem- HH-hora; MM- minuto, SS - segundo

Latitude (°) - Lat. do epicentro em graus

Longitude (\*) - Long. do epicentro em graus

Erro - Erro epicentral em quilômetros

Localidade - Local ou região

Erro - Erro epicentral em km

ES - Sigla do Estado

Io - Intensidade Sísmica Epicentral

Cat - Categoria dos Eventos

Área - Área afetada em km<sup>2</sup>

Mag - Magnitude

Tipo - Tipo de Magnitude

### Categoria dos Eventos (Cat)

A - Sismo com dados macro sísmicos que permitem construir mapa de isossistas e determinar o epicentro com boa precisão.

C- Sismo com informações certas sobre sua ocorrência, algumas vezes permitindo avaliar intensidades observadas, porém não possibilitando determinar a área afetada nem o epicentro com precisão.

I - Sismo determinado unicamente com dados instrumentais.

### Tipo de Magnitude

-1 - Magnitude não calculada

0 - m<sub>B</sub> telescísimo

1 - m<sub>R</sub> - estimativa de m<sub>B</sub> - com estações regionais

2 - média de valores de m<sub>B</sub> com m<sub>R</sub>

3 - m<sub>B</sub> estimado pela área afetada

4 - m<sub>B</sub> estimado pela intensidade máxima

5 - m<sub>B</sub> - estimado pela duração

m<sub>B</sub> - unidade de medida de magnitude definida pelo logaritmo da amplitude máxima de uma onda sísmica medida a uma determinada distância (100 km) do epicentro.

Trata-se, portanto, de uma área sísmicamente ativa, o que corrobora de forma incontestável o controle estrutural neotectônico sobre o desenvolvimento da paisagem hodierna.

O sismo de maior magnitude, e por isso, o mais investigado, ocorreu próximo a Codajás, sede do município homônimo, localizado às margens do rio Solimões a cerca de 270 km a montante de Manaus, havendo também estudos sobre o sismo de Manaus, ocorrido em 1963 (Assunção et al., 1983; Assunção & Suarez, 1988).

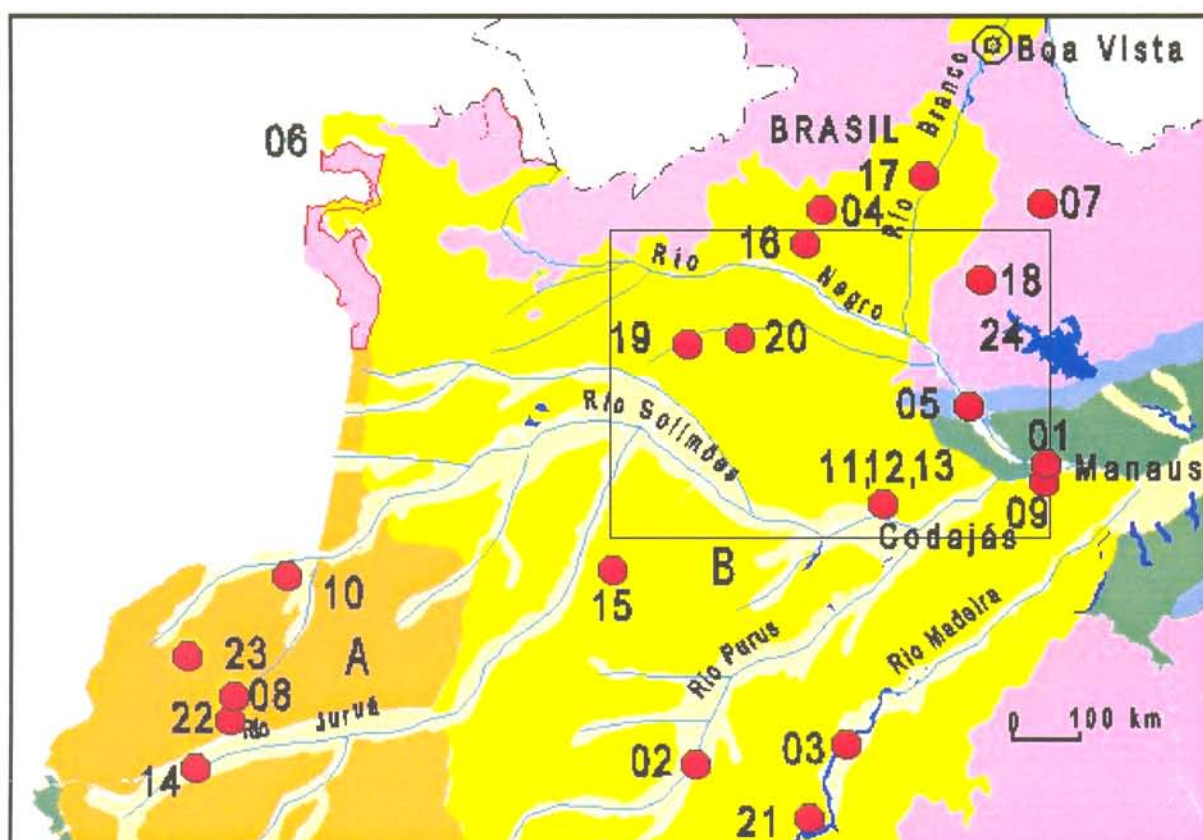


Figura 7.1 – Localização dos epicentros dos sismos na área e adjacências, ocorridos no período de 1880 a 2002, constantes no banco de dados do Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília. A e B são as bacias Solimões e Içá, respectivamente. O retângulo no destaque corresponde à área mapeada. As numerações estão por ordem de data do evento.

Tais estudos, de acordo com Stewart & Hancock (1994), são comumente chamados de *solução de mecanismo focal de terremotos*, ou *solução do plano de falha*, e partem do princípio de que o primeiro movimento das ondas P, geradas por um terremoto pode ser distensional ou compressional, dependendo da orientação do plano da falha e do seu sentido de deslocamento. A análise do primeiro registro de chegada das ondas P, por uma seta de sismógrafo, permite definir a orientação de dois planos ortogonais (os planos nodais), separando a primeira chegada das ondas distensionais da primeira chegada de ondas compressionais. A

orientação da linha de intercessão entre esses dois planos, o eixo-*B*, é uma direção normal à direção do rejeito no plano de falha. A determinação de qual dos planos perpendiculares a esse eixo é o plano de falha pode ser feita com base no conhecimento de qual dos dois é o mais provável de ser o plano da falha. Quando são identificados dois quadrantes, de chegada da primeira onda P, o eixo compressivo P se situará no quadrante que experimentou a chegada da primeira onda P distensional, enquanto que o eixo distensivo T, se situará no quadrante de chegada da primeira onda P compressional. Os experimentos são feitos utilizando-se o hemisfério inferior de igual-área da rede de Schimidt/ Lambert.

De acordo com Slemmons & Depolo (1986), as escalas de magnitude de terremoto são os mais importantes parâmetros de medida do tamanho de um terremoto usados em estudos sismológicos e de tectônica ativa. As escalas de magnitude são construídas a partir de diferentes concepções e diferem principalmente quanto ao período de medida da onda sísmica, e foram criadas para atender diferentes tipos de redes sísmicas. As escalas mais utilizadas são:

- Magnitude local (*local magnitude* -  $M_L$ ) – a mais conhecida, foi introduzida por C.F. Richter para terremotos do sul da Califórnia com distância epicentral de 600 km, ou menos, e profundidade focal de 10 km, ou menos, e amplitude da onda sísmica com um período de cerca de 1 segundo, e saturação em torno de  $7.25 M_L$ .
- Magnitude de onda de superfície (*surface-wave magnitude*-  $M_S$ ) – é utilizada para distâncias globais e medida em períodos próximos de 20 segundos., saturando em torno da magnitude  $8.6 M_S$ .
- Magnitude de corpo de onda (*body-wave magnitude* –  $M_B$ ). - unidade de medida de magnitude definida pelo logaritmo da amplitude máxima de uma onda sísmica medida a uma determinada distância (100 km) do epicentro, e com um período de cerca de 1 segundo. A magnitude de saturação situa-se me torno de  $7.25 M_B$ .

Um aspecto interessante a se observar sobre a distribuição dos registros sísmicos na área e adjacências está no fato de que a maior parte tem seu epicentro posicionado sobre as bacias sedimentares do Amazonas/Solimões, ou sobre a cobertura cenozóica o que constitui evidência de que o controle dos processos sedimentares, desde a formação das bacias, vincula-se a estruturação do embasamento que permaneceu ativa ao longo do tempo geológico.

Assunção (1983), após analisar essa distribuição no Brasil em comparação com as grandes províncias geológicas, conclui que sobre as regiões de dobramentos, como no sudeste, a sismicidade seria mais ativa, enquanto que as bacias intracratônicas seriam bastante inativas, o que parece não ser a realidade conforme pode ser observado na figura 7.1.

Em trabalho posterior, no entanto, Assunção et al (1983) corrigiram a observação em função do advento do sismo de Codajás já referido, o qual, por se situar na porção central da bacia sedimentar do Amazonas – na realidade entre as bacias do Solimões e Amazonas – seria indicativo que ainda não se tinha dados suficientes para fazer-se regionalizações sísmicas na região norte do Brasil.

Um outro aspecto é que há uma tendência de concentração de epicentros ao longo dos lineamentos Tacutu (eventos 4, 16, 17, 19 e 20) e Madeira, mas sem determinar uma tendência de propagação no tempo dos alívio das tensões desses lineamentos, haja vista a distribuição aleatória da ordem de datas dos eventos. Na região de influência do Arco de Purus foram registrados pelo menos dois eventos de forte magnitude (eventos 5 e 11).

Nas linhas seguintes serão discutidas as possíveis relações que estes eventos podem apresentar com o quadro estrutural presente nos compartimentos morfotectônicos aqui propostos, e por isso, serão enfocados somente aqueles registrados nos domínios da área de pesquisa. Para referência no texto adotou-se as denominações constantes na tabela 7.1, retirada do Banco de Dados Sismológico da Universidade de Brasília (Figura 7.1) e para situação do quadro estrutural o leitor deve consultar o Mapa Morfotectônico (Anexo 1).

### 7.1 SISMO DE MANAUS – 29/01/1885 – N° 1.

Este evento, de acordo com a situação fornecida pela tabela 7.1, tem seu epicentro posicionado sobre a cidade de Manaus, entretanto, trata-se de um evento de categoria C, decorrendo que o posicionamento epicentral não é preciso e nem sua magnitude foi calculada, de modo que qualquer relação que se faça com o quadro neotectônico apresentado resulta altamente especulativo.

Não obstante, as estruturas presentes em exposições de cortes de vias públicas na periferia de Manaus, descritas por Bemerguy (1997), estariam arrançadas segundo dois conjuntos principais. O conjunto mais antigo, desenvolvido provavelmente no Terciário Inferior (Mioceno-

Plioceno), inclui essencialmente dobras métricas e cavalgamento com perfis lítricos e definindo duplexes e estruturas em flor positivas de dimensões métricas. O conjunto mais novo, formado durante o Pleistoceno-Holoceno, encerra falhas normais planares de alto ângulo que afetam o perfil laterítico ferruginoso do Pleistoceno Médio e os depósitos sedimentares do Pleistoceno. O rio Negro, em seu baixo curso, encontra-se adaptado a estas falhas normais e, por conseguinte, se inserem no domínio extensional nordeste do Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões.

Uma hipótese alternativa é que a falha em questão esteja posicionada em zona de transtensão ao longo do Lineamento Madeira.

## 7.2 SISMO DE MANAUS – 13/12/1963 – N° 5

A posição epicentral deste terremoto encontra-se, na realidade a 145 km, a noroeste da cidade de Manaus, na margem esquerda do rio Negro (Figura 7.1), com uma margem de erro epicentral de 30 km, sendo enquadrado na categoria D, com uma magnitude de 5.1  $m_B$ .

Assunção & Suarez (1988) estudaram a solução do plano de falha deste evento, a partir de dados obtidos em várias estações na América, África e Antártica. Como somente em poucas estações foi possível observar a natureza (compressional ou dilatacional) do primeiro movimento das ondas P, não houve número suficiente para construir a solução do plano de falha a partir deste registro. No entanto, o registro telessísmico teria sido consistente em mostrar curtos períodos de ondas  $pP$  e  $sP$ , as quais seriam muito úteis para construir a possível orientação do plano nodal, usando informação de amplitude dessas fases. No caso em questão, estes movimentos indicaram um sistemático movimento precursor compressional, o que os levou a admitir que a polaridade, como um todo, seria de natureza compressional. A falha seria do tipo reversa, com eixo de compressão orientado N31W/07 (ou Az329/07, conforme apresentado pelos autores) e o de distensão N04E/82 (ou Az 184/82), e atitude do plano definida como N63E/52 SE. A profundidade estimada para o epicentro foi de 45 km.

O baixo valor determinado para o mergulho do eixo de compressão e o elevado mergulho do eixo de distensão confirmam a natureza compressiva do movimento da falha.

Analisando-se a estruturação regional obtida no presente trabalho, observa-se que o posicionamento epicentral situa-se na zona de cruzamento entre o domínio extensional definido

na borda nordeste do Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões, de orientação NW-SE dominante, e o domínio transpressivo do rio Branco, que se define na borda oeste do Compartimento Transtensivo Rio Branco - Rio Negro, de orientação N-S. A nordeste ocorre outro domínio extensional (Transtensivo) caracterizado por Bemerguy (1997) no contexto do Compartimento Morfotectônico Manaus –Nhamundá de orientação NW-SE.

Considerando-se que o plano da falha mergulha  $52^{\circ}$  para sudeste e que a profundidade do epicentro é de 45 km, sua projeção na superfície considerando um perfil planar, estará a cerca de 60 km a noroeste do epicentro.

Esta posição é compatível com falhas desenvolvidas no domínio transpressivo Rio Branco, do Compartimento Rio Branco-Rio Negro e, por sua orientação e alto valor do mergulho deve corresponder a rampas oblíquas deste domínio transpressivo.

### 7.3 SISMO DE MANAUS – 02/09/1980 – N<sup>o</sup> 9

O epicentro deste sismo, localizado com base nas coordenadas da tabela 7.1, posiciona-se imediatamente ao sul de Manaus, na margem direita do rio Solimões, mas seu erro epicentral é de 100 km. A categoria é do tipo I e a magnitude calculada foi de 5.5  $m_R$ .

Não existem estudos sobre a natureza dos esforços nem referentes às características da zona de fraqueza, mas sua posição é coincidente com as estruturas transcorrentes dextrais do Lineamento Madeira, no qual, em sua projeção sudeste, posicionam-se mais dois eventos, de números 3 e 21.

### 7.4 SISMOS DE CODAJÁS – 05/08/1983 – N<sup>os</sup> 11, 12 e 13.

Trata-se do maior evento sísmico registrado na Amazônia, compreendendo um evento principal com magnitude de 5.5  $m_B$  (sismo n<sup>o</sup> 11), e duas réplicas sob a forma de eventos menores com magnitude de 3.5  $m_B$  e 2.6  $m_B$  (sismos 12 e 13 respectivamente). O epicentro localiza-se a oeste de Manaus, cerca de 30 km a noroeste da cidade de Codajás, sede do município homônimo, com um erro epicentral de 20 km, e foi determinado pelo N.E.I.S. (National Earthquake Information Service do U.S. Geological Survey). Enquadra-se na categoria A, e sua magnitude é do tipo 2 calculada pela média dos valores de  $m_B$  e  $m_r$ .

No levantamento macrossísmico apresentado por Assunção et al. (1983), que estimaram uma área de 500.000 km<sup>2</sup> afetada pelo terremoto, as isossistas desenham uma elipse com eixo maior na direção NE-SW, indicando ser esta a provável direção de propagação do evento. A intensidade medida com base nos efeitos registrados em Codajás, cidade mais próxima do evento, foi VII na escala Mercalli. Estes autores empregaram a solução de mecanismo focal com base em dados registrados em estações sismográficas de diversas regiões da terra, e observaram que o primeiro movimento da fase P (compressão ou dilatação) indica que o sismo foi um movimento em falha predominantemente reversa com eixo de compressão desviatória aproximadamente NNE-SSW.

Assunção & Suarez (1988) retomaram o assunto e analisaram este evento estudando as relações de amplitude entre as fase *sP* e *pP*, com vistas à solução do plano de falha. Através desse método, confirmam a natureza predominantemente reversa do movimento da falha, com eixo de compressão orientado N14E/10 (Az 14/10) e o de distensão (N76W62). A atitude do plano de falha foi determinada em N55W/60SW.

Considerando-se que a profundidade do epicentro calculada com base em considerações teóricas por Assunção et al. (1983), foi de 25 km e que o mergulho do plano é de 60° para SO, sua projeção em superfície se situará no interior do Domínio Transtensivo Central do Compartimento Rio Negro – Rio Solimões e, portanto, com as estruturas do Arco de Purus em profundidade. Nesse contexto não há evidências em superfície que se possa relacionar a falha com a geometria e a cinemática definida por esses autores, podendo representar cavalgamentos cegos.

Por outro lado, a orientação e o mergulho do plano de falha, ou seja, a geometria da falha, é absolutamente coincidente com a Falha de Codajás, que constitui um dos elementos do domínio extensional sudoeste do Compartimento Transtensivo Rio Negro – Rio Solimões. O traçado desta falha encontra-se a menos de 10 km do epicentro, porém os dados de campo mostram que esta falha é do tipo normal, com intenso acúmulo de sedimentos aluvionares no bloco rebaixado.

### 7.5 SISMO DE BARCELOS – 28/01/1987 – N° 16

O epicentro deste evento encontra-se a 110 km a norte-nordeste da cidade de Barcelos, mais precisamente na margem esquerda do rio Aracá, afluente do rio Negro. É classificado como de categoria I e sua magnitude foi de 3.8  $m_B$ .

O evento encontra-se posicionado no interior do Compartimento Rio Branco – Rio Negro, e, considerando a margem de erro epicentral de 100 km, ele pode estar relacionado tanto às falhas normais com planos mergulhando para NNE, do domínio extensional Demini, quanto às transcorrentes dextrais do domínio transcorrente Paduari.

### 7.6 SISMO DE JUNDIÁ – 08/06/1988 – N° 18

Localiza-se a cerca de 45 km a sudoeste da cidade de Jundiá, na rodovia BR-174, mais precisamente na vertente esquerda do rio Anauá, afluente do rio Jauaperi. Foi determinado apenas com dados instrumentais, enquadrando-se na categoria I e sua magnitude, estimada com estações regionais, foi de 4.0  $m_R$ .

Este evento encontra-se sobre o embasamento Pré-Cambriano, mas muito próximo do limite leste da faixa de exposição da Formação Içá. Deve, portanto, estar relacionado à movimentação de falhas transcorrentes com componentes inversas do Lineamento Rio Branco, que conforma a borda leste da Estrutura em Cunha do Rio Branco. Insere-se, provavelmente, como um evento do Compartimento Transtensivo Rio Branco – Rio Negro.

### 7.7 SISMO DO RIO CUIUNI – 06/06/1989 – N° 19

Encontra-se localizado no alto curso do rio Cuiuni, tendo registrado intensidade de 3.8  $m_B$ , e unicamente através de dados instrumentais. Esta região situa-se na zona de transição entre o Compartimento Transtensivo Rio Negro – Rio Solimões e o Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá. O padrão estrutural regional é o de falhas transcorrentes dextrais e direção NE-SW interagindo com falhas de rejeito normal-oblíquo dextral de direção E-W. Falhas normais de direção NW-SE aparecem localmente.

### 7.8 SISMO AMAZÔNIA – 08/06/1989 – N° 20

Este evento também tem seu epicentro posicionado na bacia do rio Cuiuni, em seu alto curso, com um erro epicentral de 58 km. A magnitude medida unicamente com dados instrumentais, pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, foi de 3.7, embora na tabela 7.1 conste como do tipo 0, isto é, não calculada.

Inserir-se nos limites do Compartimento Transtensivo Rio Branco –Rio Negro e, em face da margem de erro epicentral, pode estar relacionado: 1) à movimentação de falha normal orientada NW-SE, com plano mergulhado para SW pertencente ao domínio extensional do nordeste do compartimento; a falha de rejeito normal-oblínquo dextral de direção E-W do domínio transtensivo; 3) à falha de transferência dextral deste mesmo domínio.

### 7.9 SISMO DE BALBINA – 27/05/2001 – N° 24

Este sismo, posicionado na calha do rio Santo Antônio de Abonari, no nordeste da área, também desenvolveu-se em área do embasamento cristalino. Apresentou magnitude de 3.7  $m_B$ , e, em razão de apresentar um foco muito raso, é interpretado como induzido pela carga da massa líquida acumulada na represa de Balbina, situada rio abaixo.

## 8. EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA

Foi enfatizado nos capítulos anteriores, que o arranjo do relevo e da rede de drenagem desta área tem forte vinculação com a movimentação de estruturas muito antigas, definidas nos domínios do embasamento Pré-Cambriano, as quais foram regeneradas de forma recorrente ao longo do tempo geológico num contexto de tectônica ressurgente, característica das regiões intraplaca (Hasui, 1990). Para remontar sua história paleogeográfica é necessário retroceder às origens dessas estruturas antigas e de como elas evoluíram, sobretudo durante o Cenozóico.

As principais estruturas do embasamento que se projetam para a área investigada são os lineamentos Tacutu e Madeira orientados NE-SW, e o Lineamento da Serra do Cachimbo (Silva et al., 1980) de direção NW-SE coincidente com o Arco de Purus. Outras estruturas definidas fora dos limites dessa área exerceram um importante papel nesse quadro evolutivo, destacando-se os lineamentos Japurá e Juruá, que parecem refletir movimentação de falhas das bordas norte e sul, respectivamente, da Bacia do Solimões, e o Arco de Jutaí que subdivide a Bacia do Solimões em duas sub-bacias, denominadas de Juruá e Jandiatuba (Cunha, 1988).

As origens do Lineamento Tacutu remontam, no mínimo, ao Paleoproterozóico, quando se definiu a zona de colisão entre os blocos crustais Caroni e Alto Orenoco a noroeste, e o bloco Maecuru a sudeste, concepção de Hasui et al. (1984, Figura 6.7), ou a Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas ao redor da província cratônica Amazônia Central, concepção de Cordani et al. (1979, Figura 6.6). Em qualquer das hipóteses, a erosão da cordilheira então formada expôs a base do bloco Maecuru, ou Província Amazônia Central, sob a forma de um cinturão de rochas de alto grau (granulitos) denominado, por Lima et al. (1982), de Cinturão Guiana Central. Teria se definido assim a zona de fraqueza crustal, que seria reativada durante o Paleo-Mesoproterozóico, inicialmente em regime transcorrente, e, logo após, funcionado como zona compartimental, denominada, por Costa et al. (1991c), de Zona Compartimental Boa Vista-Caracará, a separar dois domínios extensionais, o Oriental e o Ocidental, com eixos de distensão orientados, respectivamente, N-S e NE-SW (Costa et al., 1991c; Costa & Hasui, 1992; CPRM, 1997, Figura 6.5). No limite entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico incidiu sobre estas estruturas o evento K<sup>1</sup>Mudku (Barron, 1969), provavelmente de natureza transcorrente sinistral, e que responde pela inversão fraca a moderada registrada na bacia mesoproterozóica Roraima (Costa et al., 1991c, CPRM, 1997, Reis & Fraga, 1998) e por forte rejuvenescimento dos sistemas

isotópicos Rb/Sr ao redor de 1.100 Ma (Amaral, 1974; Basei, 1975, Montalvão et al., 1975; Tassinari et al, 1986).

No tocante ao Lineamento Madeira, sua evolução pré-cambriana é muito obscura, pois em sua maior parte encontra-se sob a cobertura cenozóica. Não obstante, as informações geofísicas estudadas por Hasui et al. (op.cit) indicam a presença de anomalias gravimétricas lineares orientadas na direção NE-SW, com um baixo gravimétrico a noroeste e um alto gravimétrico a sudeste, onde dados de densidade de rochas se coadunariam com a presença de granulitos (Figura 6.8). Estas informações indiretas seriam indicativas de que as origens deste lineamento estariam vinculadas à colisão entre os blocos crustais Japurá, a noroeste, e Juruena a sudeste, configurando, da mesma forma, cinturões de alto grau (Figura 6.7). Trata-se, portanto, de uma zona de fraqueza crustal desenvolvida já no Arqueano, embora se desconheçam movimentações ao longo dela durante o Proterozóico até o Mesozóico.

As estruturas dos arcos de Purus e Jutaí, por seu turno, apresentam orientação NW-SE que também é coincidente com o limite de províncias geocronológicas e, em sua borda nordeste, com anomalias gravimétricas lineares interpretadas como devidas a cinturões de alto grau. As províncias geocronológicas, na concepção de Cordani et al. (1979), Tassinari (1981), Tassinari et al. (1986), seriam materializadas: (1) a sudoeste do Arco de Purus e a nordeste do Arco de Jutaí, pela faixa Móvel Rio Negro-Juruena; (2) a nordeste do Arco de Purus pela província cratônica Amazônia Central e a sudoeste do Arco de Jutaí pela Faixa Móvel Rondoniana (Cunha, 1991). Numa outra concepção, marcaria o limite entre a Plataforma Amazônica paleoproterozóica, a nordeste, e uma grande área sujeita a rejuvenescimentos isotópicos em face do regime extensional mesoproterozóico, a sudoeste (Eventos Madeirense e Rondoniense de Amaral, 1974, 1984; ou *Parguazense* e Rondoniense, de Issler, 1975; Santos, 1978, 1984; Schobbenhaus et al., 1981; Schobbenhaus & Campos, 1984; Costa et al., 1999). Numa outra interpretação, as anomalias gravimétricas da borda nordeste do Arco de Purus corresponderiam a partes da crosta inferior alçadas pelo cavalgamento do bloco Maecuru sobre o bloco Japurá, e, no caso do Arco de Jutaí, teria havido o cavalgamento do bloco Japurá sobre o bloco Napo, eventos que teriam ocorrido no Arqueano (Hasui et al., 1984).

Movimentações das estruturas do Arco de Purus, durante o Mesoproterozóico em regime extensional, são registradas pelo desenvolvimento do Graben do Cachimbo no setor sul

do *Craton* Amazônico, também considerado bacia de antepaís à zona de colisão entre a faixa Rio Negro - Juruena e a província Amazônia Central (Cordani & Brito Neves, 1982; Brito Neves, 1992). Estas estruturas, embora mantenham uma direção coincidente com as do Arco de Purus, parecem sofrer um deslocamento para sudoeste na altura do Lineamento Madeira, o que pode significar uma movimentação dextral do Lineamento Madeira, após o Proterozóico Médio.

No final do Neoproterozóico toda a região esteve sujeita a regime de natureza extensional, responsável pela geração do sistema de *rifts* que conforma a bacia Amazônica primordial, e chamado de fratura do Amazonas, por Rezende (1972) e Rezende & Brito (1973). Loczy (1966, 1968), Rezende (1972) e Rezende & Brito (1973) interpretaram este sistema de fraturas como transcorrências associadas à rototranslação lateral anti-horária do escudo das Guianas em relação ao escudo do Guaporé. Na concepção de Bahia & Abreu (1985), este sistema caracterizaria o ramo abortado de uma junção tríplice na altura da atual foz do Amazonas, desenvolvido durante o processo de dispersão do Supercontinente Proterozóico e formação do Oceano Iapetus, caracterizando assim um sistema aulacogênico.

Wanderley Filho & Costa (1991), com base em informações geofísicas e em dados de poços para petróleo, mostram que as principais estruturas da bacia do Amazonas são falhas normais NE-SW, desenvolvidas no Paleozóico em regime extensional, e que foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia, e refletidas como zonas de charneira nos sedimentos paleozóicos. Falhas de transferência de direção NW-SE seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas, bem como o eixo da bacia, caracterizado por anomalias gravimétricas positivas, impondo à mesma uma forma de *dog-leg*. Durante este evento as estruturas do Arco de Purus funcionaram como uma zona compartimental soerguida, separando a Bacia do Solimões da Bacia do Amazonas. É presumível que a área da Bacia do Solimões tenha sido submetida a eventos semelhantes, com falhas normais delimitando suas bordas e movimentação transcorrente ao longo do Arco de Juaí, e passível de movimentações nos eventos tectônicos subsequentes. Esta tectônica extensional também movimentou as estruturas do Lineamento Tacutu, posto que datam do Devoniano os diques básicos orientados NE-SW e que ocorrem ao sul de Boa Vista, em Roraima, denominados por Amaral (1974) de Dique do Taiano. O prisma sedimentar paleozóico se desenvolveu durante a fase de subsidência termal deste evento que atingiu separadamente, ao longo do Arco de Purus, as bacias do Solimões e Amazonas. A paleogeografia desta fase subsidente, verificada entre o Siluriano e o início do Carbonífero,

mostrava duas áreas rebaixadas a oeste e a leste do Arco de Purus, com forma de golfo, palco de transgressões e regressões marinhas vindas de oeste, na Bacia do Solimões, e de leste, na Bacia do Amazonas (Caputo, 1985). Neste aspecto Caputo (1985), ao propor formalmente a expressão Bacia do Solimões para a área subsidente de oeste, assim se expressa: *“É proposta a designação de Bacia do Solimões, nome do maior rio da região para a Bacia do Alto Amazonas... A presença de camadas ordoviciano-eocarboníferas, depositadas na bacia do Solimões durante as transgressões marinhas vindas de oeste, torna questionável a validade da extensão das denominações litoestratigráficas da Bacia do Amazonas para esta bacia, pois na Bacia do Amazonas, até o eocarbonífero, as transgressões eram de leste para oeste”*. Do Carbonífero ao Triássico houve conexão marinha entre as duas bacias, mas o Arco de Purus permanecia como área soerguida, caracterizando uma plataforma rasa com ampla deposição de carbonatos e evaporitos (Carozzi et al., 1972).

Com o advento do regime extensional Sul-Atlântico no Mesozóico (Triássico-Jurássico), toda a região esteve sujeita à distensão segundo um eixo orientado NW-SE ou NNW-SSE, imposto pela separação e migração para noroeste da placa Norte-Americana, e o início do afastamento da placa Africana para nordeste (Costa et al., 1991 a e b; Bemerguy, 1997); alternativamente, a posição desse eixo extensional seria devido à conjugação dos esforços WSW-ENE decorrentes do rompimento da ligação entre as placas Sul-Americana e Africana no leste equatorial, que encontrariam uma reação de mesma direção e sentido contrário, ENE, originada na faixa Andina, criando um campo de tensões compressional E-W ou ENE-WSW, no interior do continente sul-americano (Campos & Teixeira, 1988). As falhas normais mestras ENE-WSW, bem como as falhas de transferência, NW-SE, que conformam o arcabouço da bacia, foram reativadas, sendo sítios de percolação de magma básico que se instalaram sob a forma sills e diques na seção paleozóica (Figuras 8.1 e 8.2). As estruturas do Arco de Purus foram novamente reativadas como falhas transcorrentes, sendo reportados, por Carozzi et al. (1972), deslocamento dextral de mais de 100 km das falhas que constituem atualmente o alinhamento do rio Negro. Ao longo do Lineamento Tacutu, submetido à distensão frontal, instalou-se o *rift* do Tacutu com um preenchimento de mais de 7000 m de sedimentos e magma básico. Registra-se, já nesta época, o forte alçamento do relevo, tanto pelo lado noroeste da zona de deslocamento principal do Lineamento Tacutu, quanto a leste do ramo sul da estrutura em cunha do rio Branco.

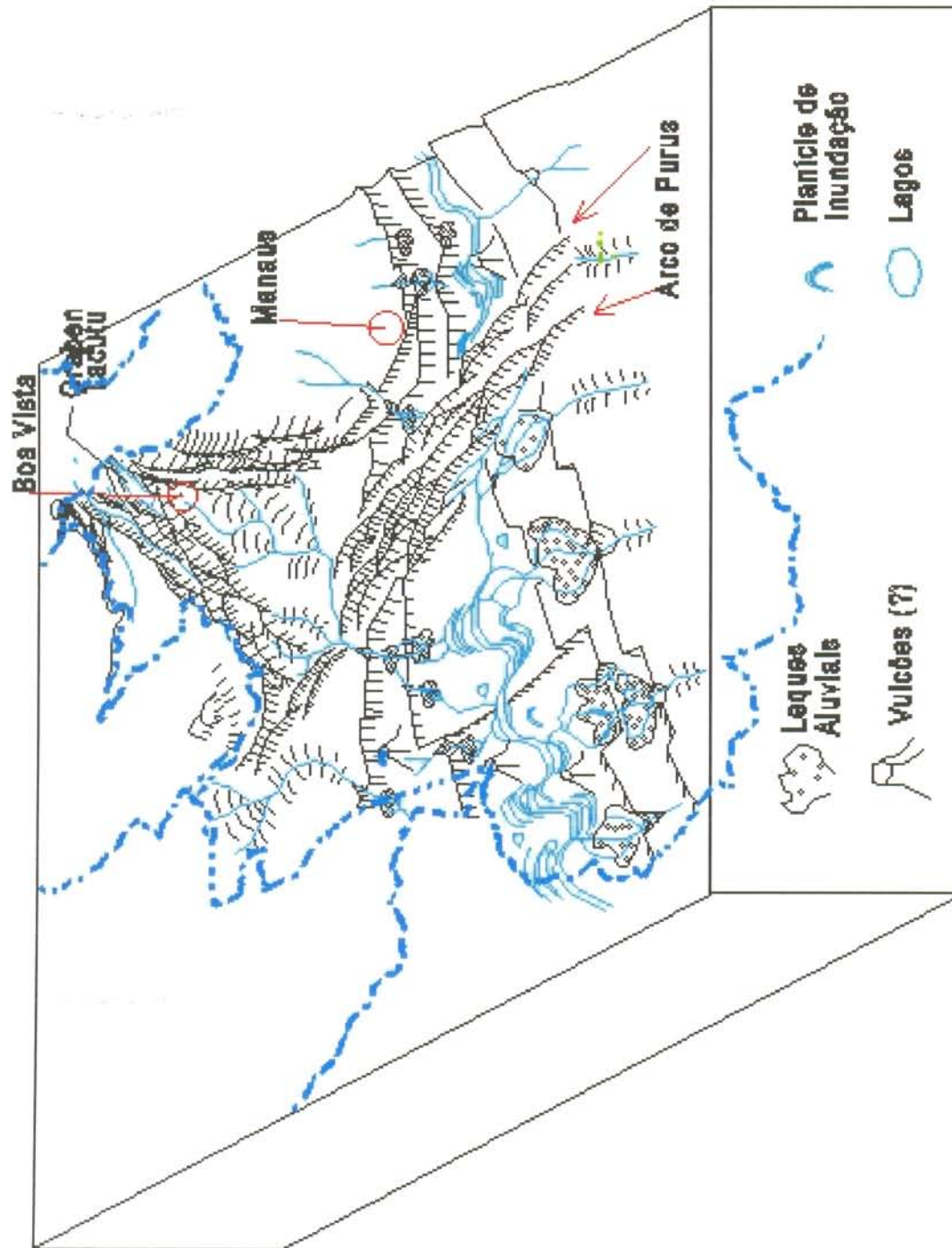


Figura 8.1 – Provável paleogeografia do início do Mesozóico na Amazônia Ocidental.

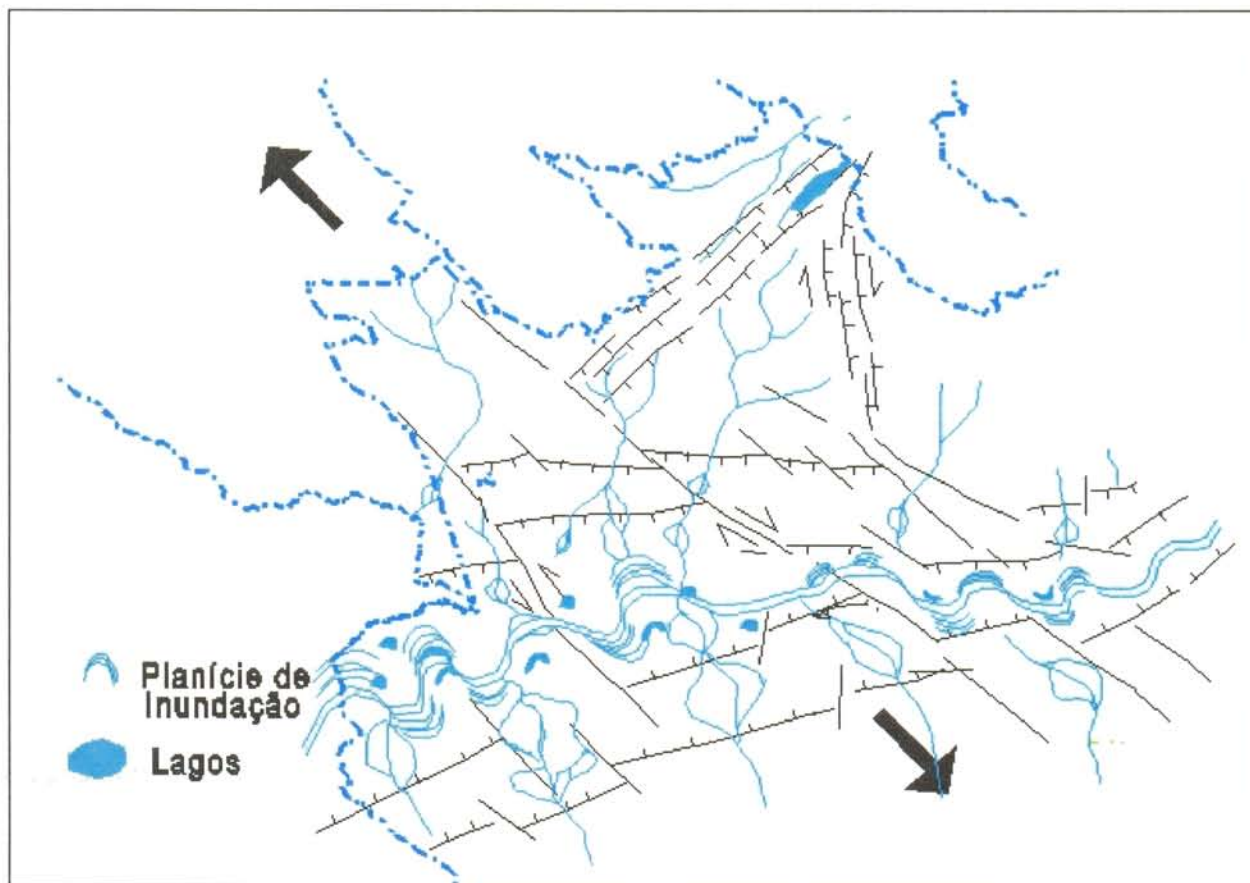


Figura 8.2 – Quadro estrutural do início do Mesozóico na Amazônia Ocidental do Brasil vista em planta. As setas grossas indicam a posição do eixo estensional; setas finas, falhas de transferência; traços curtos, bloco baixo em falhas normais. A figura foi distorcida para manter a mesma posição do bloco diagrama da figura 8.1.

Os relevos desenvolvidos nesta fase constituem atualmente os topos das maiores elevações registradas no Brasil, como o Monte Roraima (2700 m), e o Pico da Neblina (3.114 m). Ressalte-se, no entanto, que tal nível altimétrico só deve ter sido atingido com a interferência de eventos tectônicos mais novos, sobretudo os do Quaternário, associados a variações paleoclimáticas (Costa & Costa, 1996; Briceno & Schubert, 1990; Bemerguy et al., 2002).

Estas áreas soerguidas funcionavam nesta época como divisores de drenagem, com um sistema correndo para nordeste, na direção do golfo marinho, formado ao longo do *rift valley* do Tacutu que mantinha ligações com o Oceano Atlântico (Berrangé, 1975; Montalvão et al., 1975; Eiras & Kinoshita, 1988, Schaefer & Dalrimple, 1995), e, outro, para sudoeste, em direção à Bacia do Solimões em franca subsidência termal, e daí para as bacias de antearco, ou antepaís, dos andes orientais (Räsänen et al., 1998).

A subsidência termal que sucedeu o clímax do regime extensional mesozóico propiciou a formação de amplas bacias cretáceas predominantemente fluviais. Nas bacias do Médio e Baixo Amazonas, este evento é materializado através dos sedimentos da Formação Alter do Chão, enquanto que, na Bacia do Solimões, é reconhecida como Formação Ramon (Bouman, 1959; Maia et al., 1977), também chamada de Alter do Chão por alguns autores (Szatmari, 1984; Caputo, 1985). Foi um período de longa fase erosiva/deposicional em clima árido a semi-árido no interior da placa Sul-Americana, onde os registros sedimentares e paleontológicos são essencialmente fluviais, secundariamente lacustres e localizadamente eólicos (Costa et al., 1991a e b).

O Arco de Purus durante este evento já funcionava como um divisor, agora de drenagens, com um sistema correndo para oeste em direção às bacias de antearco dos Andes Orientais (Räsänen et al., 1998), e, o outro para leste, em direção ao Oceano Atlântico em formação (Costa et al., 1991a e b; Bemerguy, 1997; Bemerguy et al., 2002). A continuidade da sedimentação cretácea entre a Bacia do Amazonas conforme mostram Daemon & Contreiras (1971), é interrompida na altura do Arco de Purus, mas se mantendo a leste, através da Formação Alter do Chão e, a oeste, pela Formação Ramon (Figura 8.3).

Do fim do Cretáceo e por todo o Terciário Inferior (Paleogeno) a área posicionada a leste do Arco e Purus esteve sob quietude tectônica, com variações climáticas onde se alternavam climas úmidos com períodos de estação seca prolongada (árido a semi-árido), propiciando o desenvolvimento de uma superfície de aplainamento que trunca o topo da Formação Alter do Chão, acompanhada de um espesso perfil laterítico maturo representado pelos depósitos de bauxita de Trombetas –Almeirim (Costa, 1991).

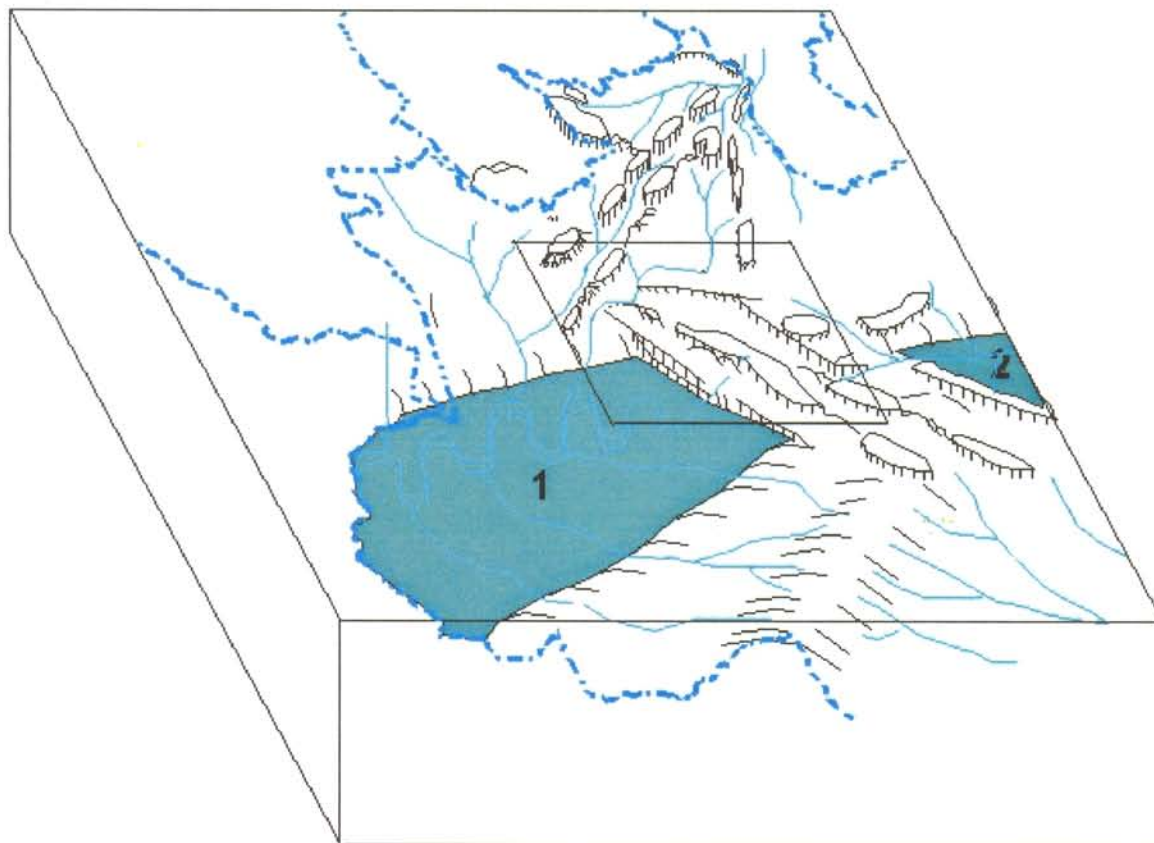
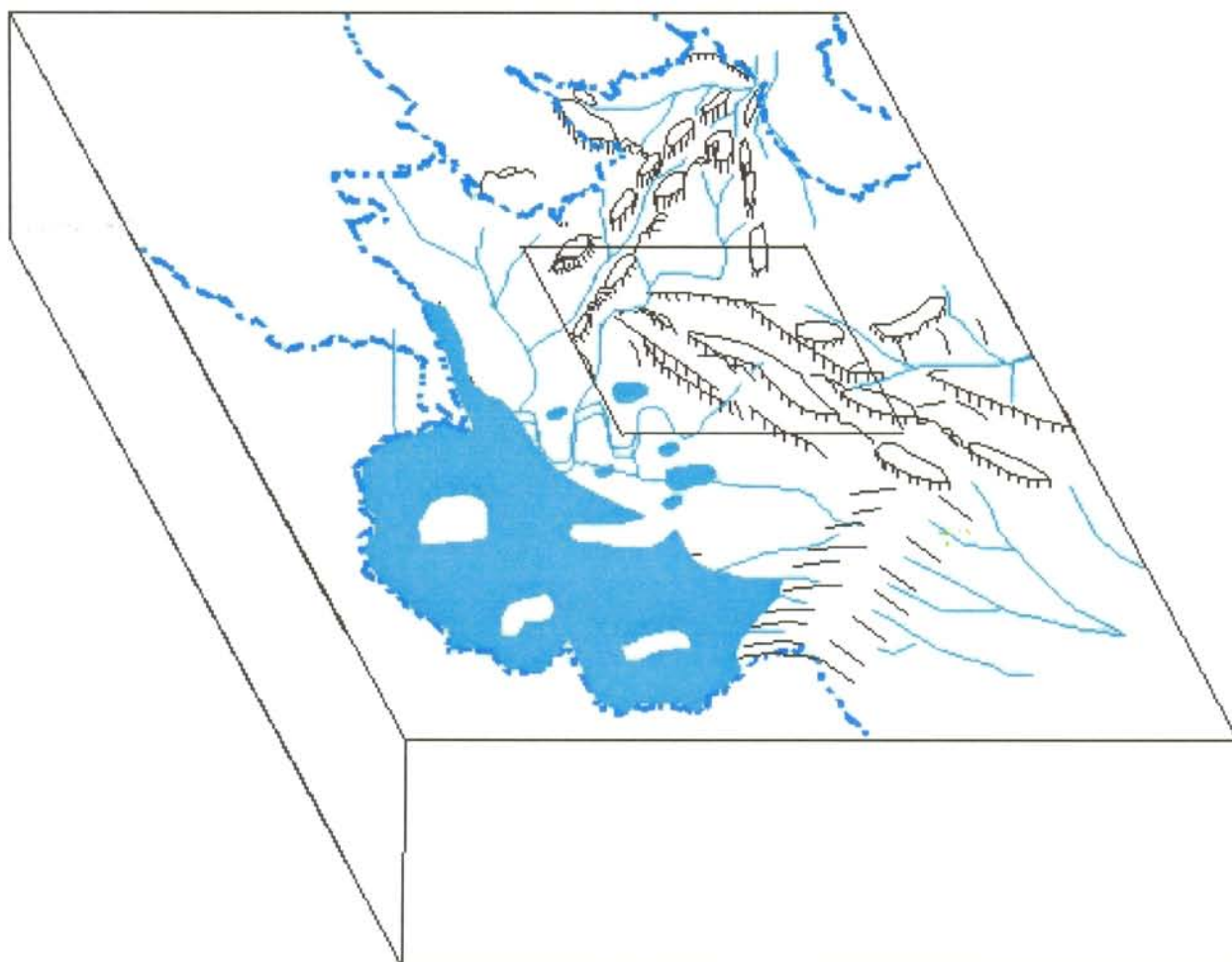


Figura 8.3. – Provável paleogeografia do final do Mesozóico. Na fase de subsidência termal do evento extensional Sul-Atlântico o Arco de Purus manteve-se como zona compartimental separando dois depocentros cretácicos a oeste e leste. Funcionou também como divisor de drenagem. O clima seco, árido a semi-árido, desenvolveu provavelmente amplas formas tabulares (chapadas, mesas, platôs). Ao longo do Lineamento Madeira também existia um divisor de drenagens. No retângulo a situação aproximada da área de pesquisa. (1) Bacia Cretácica Solimões; (2) Bacia Cretácica Amazonas.

A área a oeste do Arco de Purus, no entanto, em decorrência do contínuo levantamento da Cordilheira Andina pelos dobramentos da fase orogênica Quechua (Latrubesse et al., 1997), continuava em subsidência principalmente nas proximidades da Cordilheira, incluindo as bacia de antearco subandina de Pastaza-Maranõn (Räsänen et al. 1998) na borda dos Andes Peruanos. Esta subsidência deve ter sido do tipo flexural (Walcot, 1970) e devida à sobrecarga acrescida à cadeia pelo espessamento tectônico, decorrente de dobramentos e cavalgamentos, sendo mais acentuada quanto mais próximo da zona de sobrecarga.

De acordo com Räsänen et al. (1998), nesta área subsidente acumularam-se até o Mioceno-Superior as águas do “Lago Pebas”, um imenso sistema de lagos que cobria grande parte da Amazônia Ocidental, e recebia sedimentação vinda dos Andes pelo lado oeste e de uma paleodrenagem amazônica pelo lado leste. No Brasil, a unidade litoestratigráfica representativa

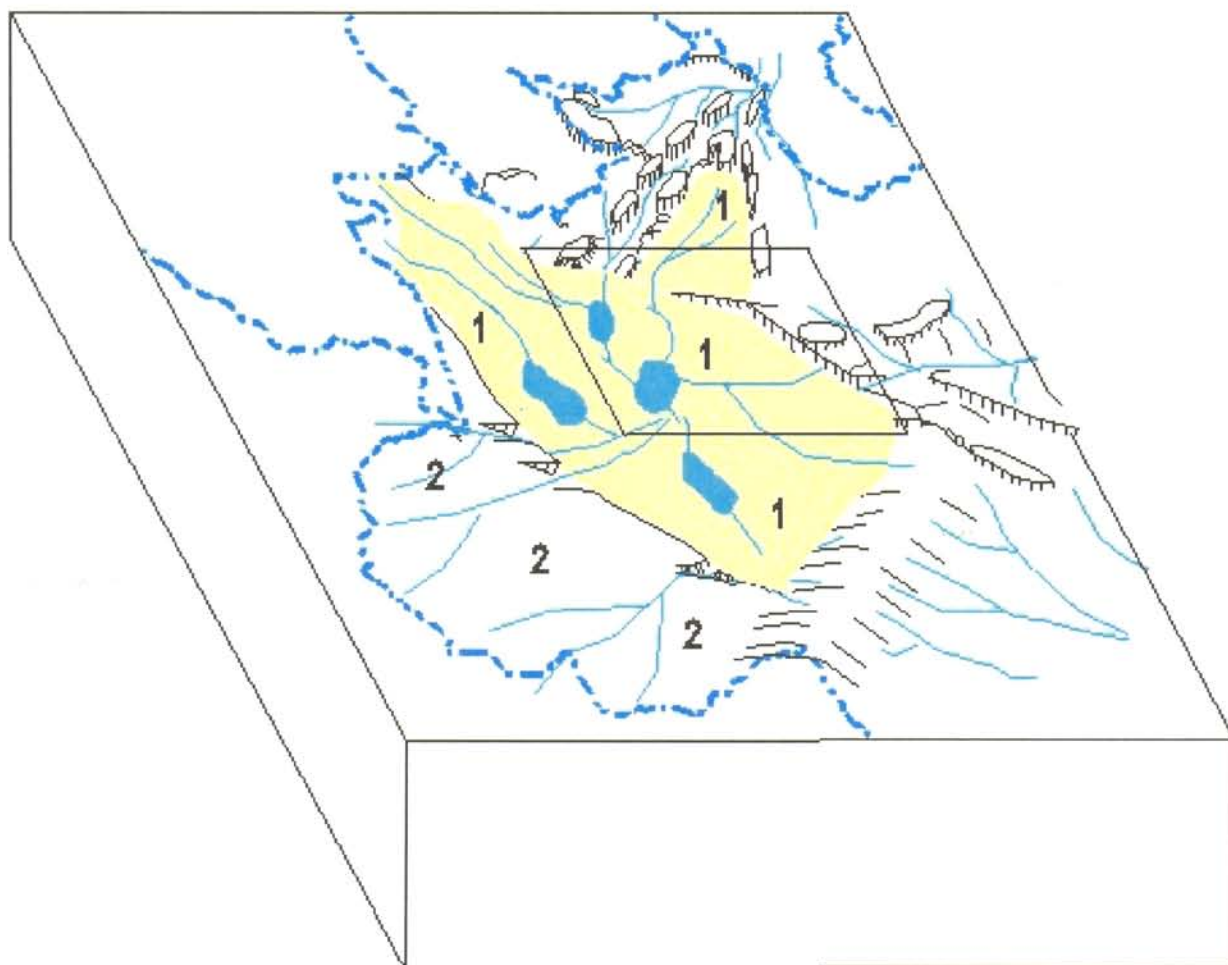
deste evento é conhecida como Formação Solimões, enquanto que, no Peru, é denominada de Formação Pebas (Figura 8.4).



**Figura 8.4 – Provável paleogeografia do Terciário Inferior/ Médio até o final do Mioceno, na Amazônia Ocidental do Brasil. A área em azul mostra a provável configuração do lago Pebas/Solimões, que recebia de leste águas e sedimentos de uma paleodrenagem que corria para oeste. O Arco de Purus permaneceu como divisor de drenagens. No retângulo em destaque a área de pesquisa.**

Ainda, de acordo com esses autores, era um lago de águas calmas que tinha uma conexão estreita com o mar através de uma zona costeira aluvial de antearco. No início do Mioceno Superior (Tartariano-Messiniano entre 8 e 11 Ma AP- antes do presente) houve conexão com mar pelo norte da Venezuela, acompanhado de um marcante aumento da influência da deposição fluvial dos rios de origem andina, fenômeno interpretado como um incremento da subsidência em face do climax do soergimento da cordilheira, ocorrido no Mioceno durante a orogenia Quechua. Estes depósitos fluviais com influência lacustrina atingiram a região sul do

Acre e foram estudados por Latrubesse et al. (1997) e sua interpretação é a de um paleoambiente de pântanos, lagos e rios com floresta de galeria, onde habitava uma abundante fauna de vertebrados, e que recebia a sedimentação proveniente dos Andes através de um complexo sistema de megaleques aluviais que seria característico da Formação Solimões no Brasil.



**Figura 8.5 – Configuração paleogeográfica esquemática da Bacia Içá (1) logo após a inversão do sistema de drenagem da Amazônia Ocidental para leste, e inversão positiva da Bacia do Solimões (2). O soergimento do Arco de Jutá devia limitar a sedimentação a oeste. No retângulo: situação da área de pesquisa.**

A contínua subsidência ao longo dos depocentros das bacias de antearco, o seu preenchimento sedimentar e, principalmente, a contínua sobrecarga relacionada ao espessamento crustal dos Andes Orientais, provocou o soergimento periférico, ou alto flexural (*flexural bulge*) (Chang, 1992), responsável pela inversão do sistema de drenagem para leste e exposição dos sedimentos terciários da Formação Solimões à dissecação fluvial, fenômeno que teria ocorrido por volta de 8 Ma AP (Räsänen et al., 1998), correspondente ao Mioceno Superior-Plioceno

Inferior. As águas invertidas de oeste ficaram por um certo tempo confinadas em um grande sistema fluvial arreico limitado a sul e sudeste por uma área soerguida formada na região de influência do Lineamento Madeira (Braz et al. , 1999); a leste pela borda leste do Arco de Purus (Costa et al., 1991 a e b; Bemerguy, 1997) e a nordeste pelos relevos formados ao longo da estrutura em cunha do rio Branco-rio Negro. Iniciava-se assim o processo sedimentar que acumulou cerca de 600.000 m<sup>2</sup> de sedimentos plio-pleistocênicos da Formação Içá (Figura 8.5).

O interior da placa Sul-Americana sujeita à distensão na borda leste e compressão na oeste começou a registrar os efeitos do regime neotectônico de natureza transcorrente. O primeiro pulso cinemático deste evento no Mioceno Superior - Plioceno movimentou as estruturas ao longo do Lineamento Tacutu, deformando as unidades do preenchimento sedimentar da Bacia do Tacutu (Eiras & Kinoshita, 1988), e estabelecendo a ligação fluvial entre a Bacia Içá e a Bacia de BoaVista. A movimentação oblíquo-dextral com bloco baixo a noroeste, ao longo do Lineamento Madeira, causou o rebaixamento do eixo do Arco de Purus, em toda a região que vai de Manacapuru até o atual curso do rio Madeira. Entre Manaus e Nhamundá, pela borda esquerda do atual curso do rio Amazonas, esses movimentos geraram transpressão no Compartimento Morfotectônico Manaus-Nhamundá, definido por Bemerguy (1997), que dessa forma se comportou como área soerguida, e inclui dobras métricas a quilométricas com eixos orientados na direção NE-SW. A área a sudeste do Lineamento Madeira deve ter permanecido soerguida propiciando a extensão do paleodivisor até a foz do rio Madeira e a consequente distribuição do sistema fluvial Içá, daí para oeste (Figuras 8.6 e 8.7).

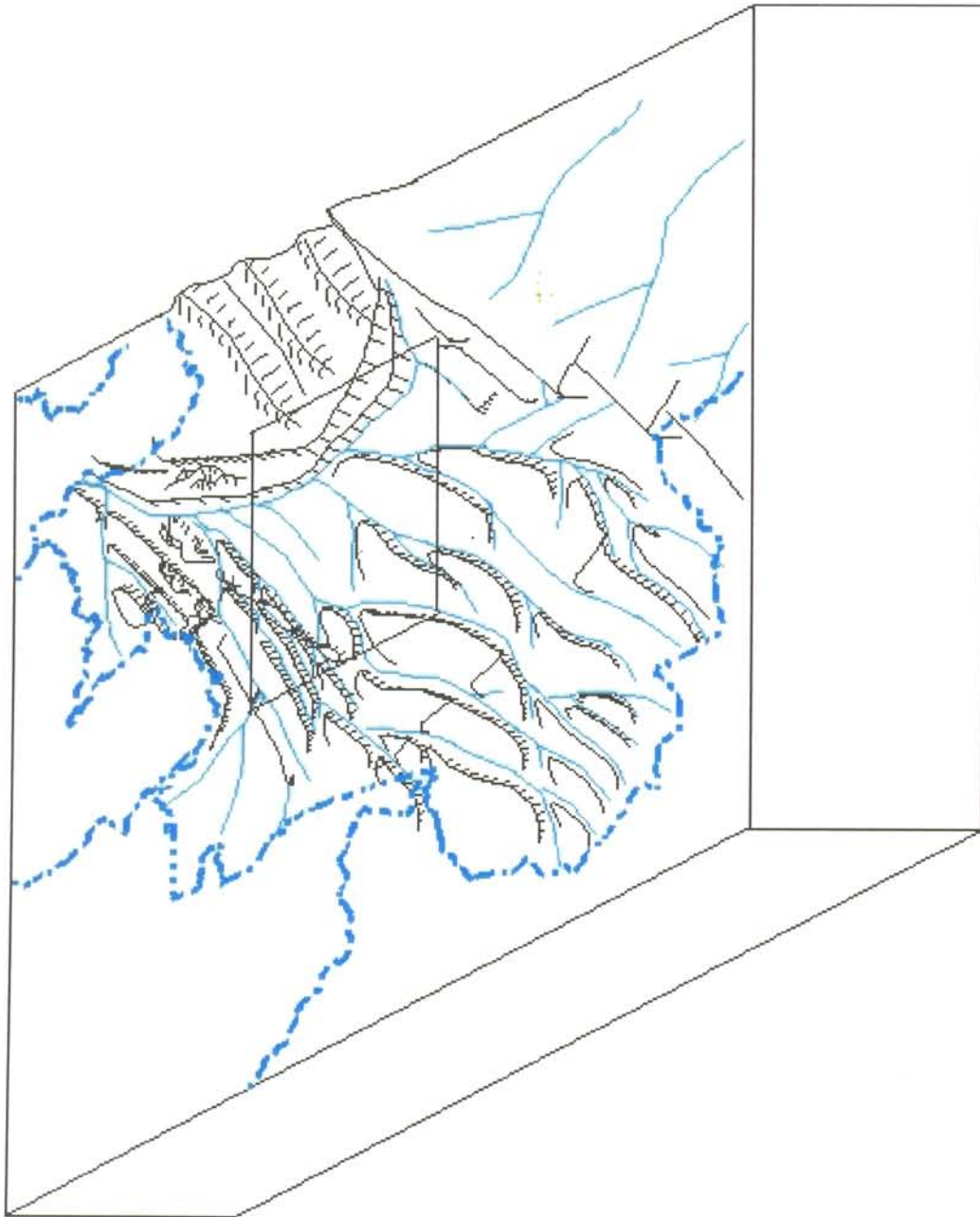
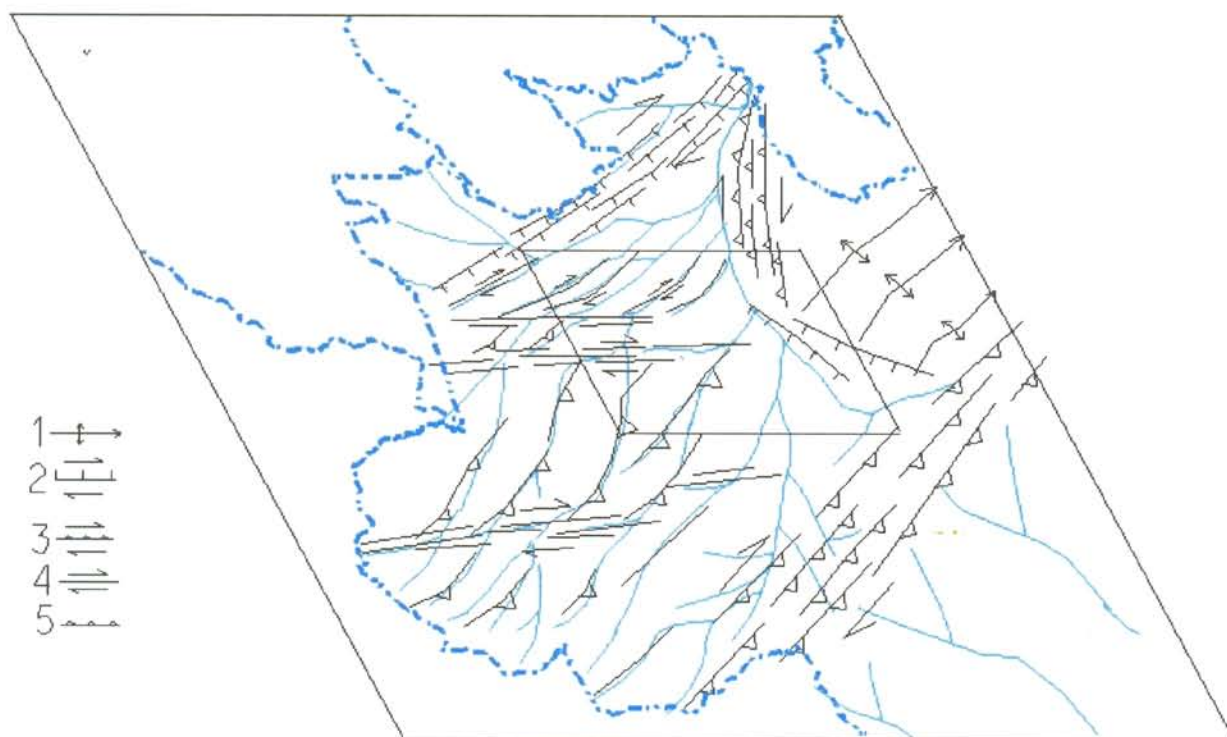


Figura 8.6 – Provável quadro paleogeográfico do Terciário Superior – Pleistoceno na Amazônia Ocidental. Notar o sistema de drenagem dirigido para NE, em direção ao Lineamento Tacutu, com os canais principais adaptados à terminações de blocos basculados. Um outro sistema dirigido para sudeste tinha suas cabeceiras ao longo do Lineamento Madeira (canto inferior direito do diagrama). No canto superior direito a área correspondente à parte do Compartimento Manaus-Nhamundá de Bemerguy (1997), estava submetida à transpressão, com desenvolvimento de dobras com eixo NE-SW.

Durante este evento o eixo do Arco de Purus também deve ter sido deslocado para sudoeste, daí a ligeira deflexão das estruturas do Lineamento da Serra do Cachimbo em relação ao Arco de Purus, que se verifica na altura do Lineamento Madeira. É possível também que as estruturas do Arco de Jutai tenham sido movimentadas como falhas normais com bloco alto a oeste, soerguendo os litotipos da Formação Solimões e definindo o limite oeste da Bacia Içá, posicionada no bloco baixo a leste do arco, hipótese já aventada por Maia et al. (1977). Alternativamente, as estruturas do Arco de Jutai, a exemplo do Arco de Iquitos posicionado mais a oeste, teriam sido reativadas devido ao soergimento periférico à bacia subandina de Pastaza –Maranon, ou ainda, os dois fatores tenham atuado simultaneamente. Em qualquer caso, o marco temporal deste evento é o topo da Formação Solimões, cuja idade atingiu, no máximo, o Plioceno Inferior (Maia et al., 1977; Latrubesse et al., 1994; Räsänen et al., 1998).



**Figura 8.7 – Quadro estrutural do Terciário Superior-Pleistoceno (vista em mapa distorcido para comparação com o diagrama da figura 8.6). As convenções são: (1) eixo de dobra; (2) falha transcorrente dextral com componente vertical normal; (3) falha transcorrente dextral com componente vertical inversa; (4) falha transcorrente dextral; (5) falha inversa. No retângulo a situação da área de pesquisa.**

Paralelamente diversas estruturas geradas ou reativadas durante este evento cinemático foram movimentadas segundo as direções principais E-W e NE-SW,

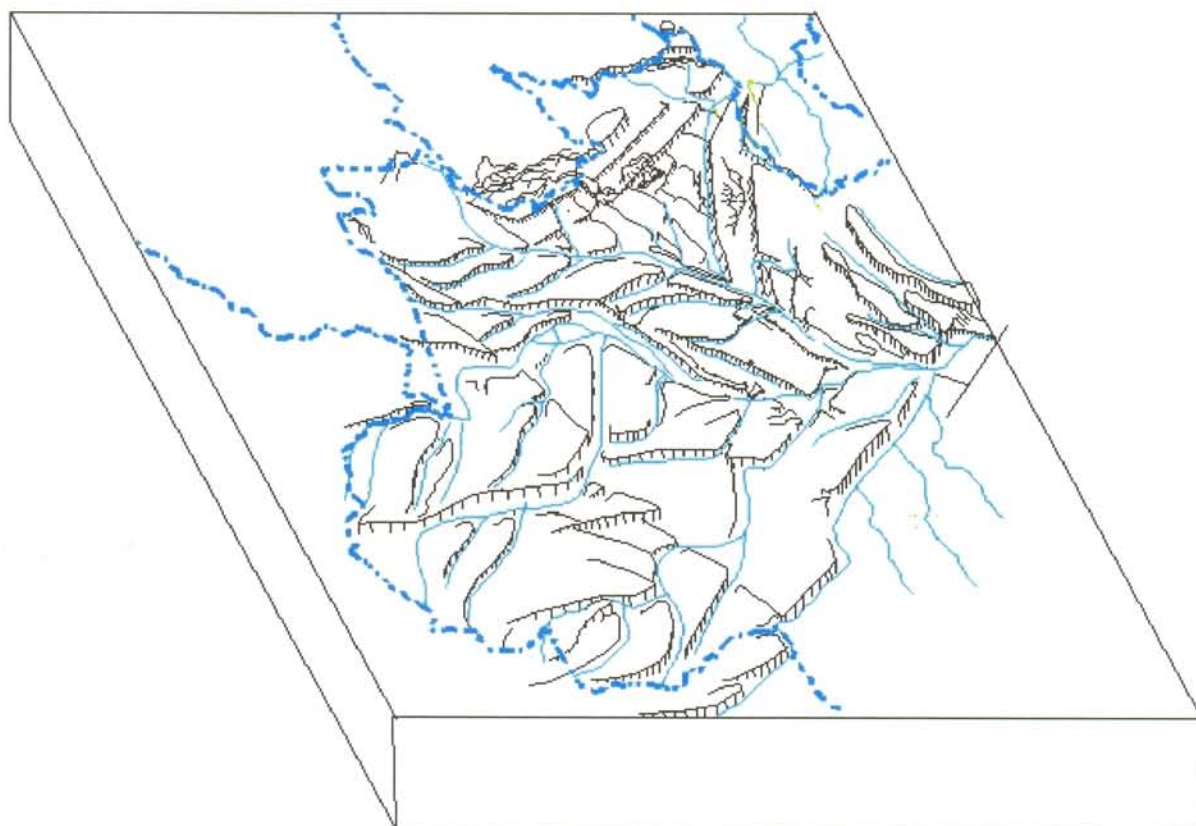
estabelecendo-se ao longo delas os principais corredores de drenagem dirigidos para nordeste, e daí em direção ao Oceano Atlântico pelo corredor formado ao longo do *rift valley* reativado do Tacutu. Este sistema de drenagem responde pela deposição das formações Içá, Boa Vista e North Savanna durante o Plio-Pleistoceno. O recobrimento à esquerda das falhas transcorrentes dextrais de direção E-W, e que hoje controlam os cursos dos rios Juruá e Japurá, desenvolveu uma extensa área submetida a transpressão definindo o Compartimento Transpressivo Rio Juruá – Rio Purus. Estas falhas, pela sua posição, devem provavelmente representar reativação como transcorrências dextrais das falhas normais mestras que delimitam as bordas norte e sul, respectivamente, da Bacia do Solimões.

Após esse primeiro pulso cinemático, toda a região experimentou um período de estabilidade tectônica com incidência por volta do Pleistoceno Médio, de regime climático glacial, nas zonas temperadas próximas aos pólos, e conseqüente implantação na região equatorial de climas áridos a semi-áridos e rebaixamento do nível dos mares. Na região intraplaca este fenômeno foi responsável pela elaboração da extensa superfície de aplainamento neo-pleistocênica, denominada por Costa et al. (1978) de Pediplano Neo-Pleistocênico, atualmente preservada sob a forma de interflúvios tabulares de ocorrência generalizada na área investigada e alhures.

No final do Pleistoceno, após o desenvolvimento desta superfície de aplainamento, toda a região experimentou um segundo pulso cinemático do regime transcorrente neotectônico, o qual responde pela configuração do relevo e pelo desenho da rede de drenagem tal como se mostra atualmente (Figuras 8.8 e 8.9).

A região ao longo do Lineamento Madeira sofreu transtensão, com a reativação das falhas transcorrentes com componentes provavelmente inversas do primeiro pulso, como falhas de rejeito normal-oblîquo dextral, causando: (1) o rebaixamento de toda a região posicionada a sudeste; (2) inversão de drenagem da região de Rondônia e norte do Mato Grosso para norte; e (3) formação do rio Madeira e ligação de todo o seu sistema de drenagem com o rio Amazonas. O curso retilíneo deste rio deve estar adaptado aos planos das falhas mestras do lineamento. Na região entre Codajás e Manacapuru esta movimentação formou o romboedro de Manacapuru, domínio transtensivo gerado pelo recobrimento à esquerda das estruturas do domínio transcorrente de Anori, a noroeste, e do

rio Castanho a sudeste, definindo a estruturação e a morfologia do Compartimento Morfotectônico Rio Madeira – Rio Purus.



**Figura 8.8 – Configuração da paisagem da Amazônia Ocidental do Brasil, do final do Pleistoceno até os dias atuais.**

Ainda decorrente da movimentação ao longo do Lineamento Madeira em sua borda noroeste, parte da drenagem que se dirigia para norte-nordeste foi capturada por falhas de direção NE-SW, em seguida deslocadas por outras de direção E-W, desenvolvendo o curso atual do rio Purus que deságua no Solimões, na região do Domínio Transcorrente de Anamã. O antigo curso da paleodrenagem, com direcionamento geral N-S, encontra-se registrado sob a forma de grandes terraços caracterizados, por Araújo et al. (1976), como Aluviões Indiferenciadas ou Antigas, distintas e mais antigas que as Aluviões Holocênicas e de provável idade pleistocênica.

O mesmo fenômeno aconteceu para a formação do curso superior rio Juruá, e praticamente toda a extensão do rio Japurá, e do rio Solimões a montante da foz do rio Juruá. Grandes trechos desses rios foram formados pela captura da paleorede de drenagem por feixes de falhas de rejeito normal-oblívuo dextral dos lineamentos de direção E-W,

entre eles os denominados lineamentos Japurá e Juruá, com ambas as bacias nestes trechos, mostrando forte assimetria de vertentes caracterizada por longos tributários pela margem direita e tributários curtos ou inexistentes pela esquerda. O trecho do rio Juruá, a montante da extremidade leste do lineamento homônimo, manteve seu curso geral SW-NE, controlado pelas estruturas transpressivas do primeiro pulso cinemático.

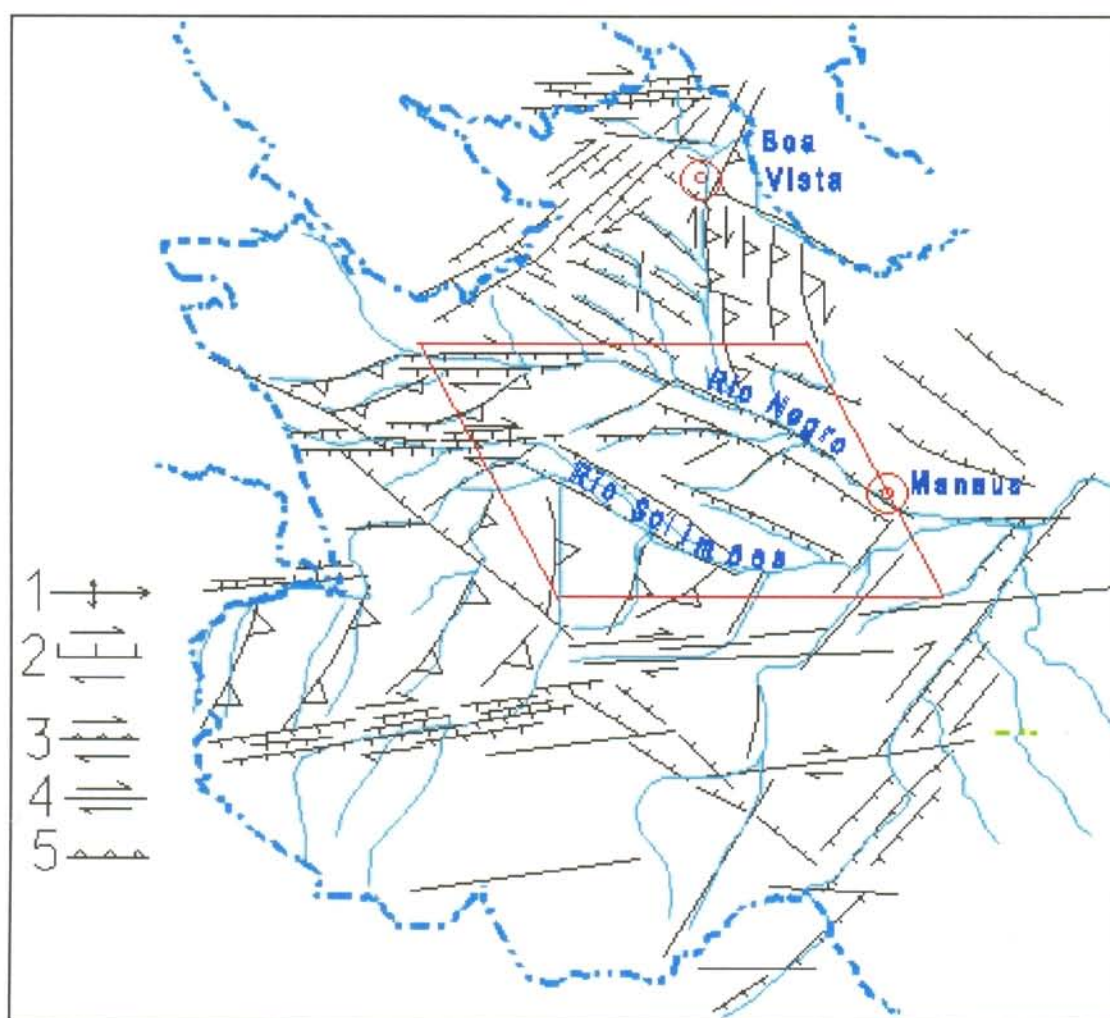


Figura 8.9 - Quadro estrutural do Pleistoceno - Holoceno na Amazônia Ocidental do Brasil (vista em mapa distorcido para comparação com o diagrama da figura 8.8). As convenções são: (1) eixo de dobra; (2) falha transcorrente dextral com componente vertical normal; (3) falha transcorrente dextral com componente vertical inversa; (4) falha transcorrente dextral; (5) falha inversa. No retângulo a situação da área de pesquisa.

O rio Solimões, em todo o trecho entre a região da tríplice fronteira Brasil-Peru-Colômbia, até a foz do rio Juruá, mantém um direcionamento geral SW-NE, mas com várias quebras bruscas segundo alinhamentos de direção E-W. Ao adentrar na área do Compartimento Transensivo Rio Negro – Rio Solimões, se ajusta a falhas normais do Domínio Extensional do Sudoeste adquirindo o direcionamento NW-SE, primeiro no

graben de Mamirauá, e em seguida no de Codajás, até se juntar ao rio Purus, já na área de influência das estruturas do Lineamento Madeira, por onde segue adaptando sua planície à estrutura transtensiva de Manacapuru e superimpondo-se à falha normal de Manacapuru, que faz parte da borda leste do Arco de Purus. De Manacapuru para montante o rio Solimões e seu sucedâneo, a jusante de Manaus, o rio Amazonas, mantém seu caráter subsequente adaptado a falhas de rejeito normal-oblíquo dextral de direção E-W, até a foz do rio Madeira.

O Compartimento Transtensivo Rio Solimões - Rio Negro, portanto, foi desenvolvido durante este pulso cinemático e suas estruturas devem ter sido movimentadas pela interação complexa entre os dois principais lineamentos, Tacutu e Madeira, com a intervenção das falhas de direção E-W, principalmente as do Lineamento Japurá. As estruturas que definem as duas zonas extensionais deste compartimento, bem como grande parte da zona transtensiva central, constituem movimentação das falhas do Arco de Purus. Os rios Unini e seus afluentes, Pauini e Santo Antônio, bem como os altos cursos dos rios Jaú e Carabinani também representam cursos formados através de capturas da drenagem pliocênica, que foram desviados pelas falhas normais NW-SE, e normais-oblíquas E-W, para formar curso do baixo rio Negro, no trecho entre a foz do rio Unini e Manaus. O trecho a montante do rio Branco, nesta época ainda não havia se definido.

As movimentações das falhas do Lineamento Tacutu promoveram soerguimentos e rebaixamentos nos interflúvios tabulares dos antigos cursos dos rios Téa, Aluanã, Uneiuxi e Urubaxi, registradas através das assimetrias de drenagem e pelos paleolagos interfluviais, atualmente colmatados, com o conjunto constituindo a morfologia do Compartimento Transcorrente Rio Negro – Rio Japurá.

Ao norte, as falhas do Lineamento Tacutu movimentaram a cunha transtensiva do rio Branco com abatimento da zona interna, provocando a captura para sul da rede de drenagem que seguia para o Atlântico, através do corredor do *rift* do Tacutu. Esta drenagem invertida se organizou num primeiro momento ao longo das falhas de rejeito inverso-oblíquo do Domínio Transpressivo Rio Branco e, em parte, ajustaram-se a falhas normais de direção NW-SE, geradas no interior da estrutura em cunha. Por estas vias de escoamento era feita a drenagem do grande pântano formado no interior da bacia transtensiva, que se

juntava ao trecho inferior do rio Negro, e daí ao Solimões, ambos recentemente formados. Também nesta época formou-se o trecho do rio Negro a montante da foz do rio Paduari, pela captura dos antigos cursos dos rios Téa, Aluanã, Uneiuxi e Urubaxi compondo, durante um certo tempo, um sistema de drenagem que também desaguava na região pantanosa do interior da estrutura em cunha.

A progressão da deformação no interior da bacia, durante o fim do Pleistoceno e por todo o Holoceno, evoluiu a partir do colapso de norte para sul do piso das falhas normais NW-SE, de modo que a adaptação da drenagem do curso do rio Negro, no trecho em que apresenta o padrão entrelaçado entre a foz do Paduari e a foz do rio Branco, ocorreu posteriormente a adaptação dos trechos a montante e a jusante. Após essa adaptação aconteceram novas movimentações dessas falhas ou geração de novas, provocando a migração do seu curso para sudoeste por mais de 20 km, e deixando registros de seu antigo curso sob a forma de terraços ainda periodicamente inundáveis.

Atualmente a rede de drenagem mostra os efeitos de todas essas etapas evolutivas, de modo que se encontra em estágio avançado de desenvolvimento na área do Compartimento Rio Juruá - Rio Purus, cuja configuração do relevo e da rede de drenagem praticamente não sofreu modificações durante o segundo pulso cinemático. Onde as modificações foram mais acentuadas, como nos Compartimentos Rio Madeira – Rio Purus, Rio Negro – Rio Japurá, e Rio Negro – Rio Solimões, a rede de drenagem encontra-se em processo de organização. E, finalmente, nas áreas onde a progressão da deformação atingiu o Holoceno, como no Compartimento Transensivo Rio Branco – Rio Negro, a rede de drenagem encontra-se em estágio inicial. Os efeitos da deformação holocênica sobre este compartimento foram sentidos no domínio extensional do nordeste do Compartimento Rio Negro – Rio Solimões, sob a forma de abandonos, bloqueios e desvios do sistema de drenagem pleistocênico, registrado através do padrão composto, palimpsesto - multibasinal.

As transformações impostas ao relevo e ao sistema de drenagem, durante o regime neotectônico, desempenharam um importante papel no desenvolvimento dos solos e da cobertura vegetal dessa região. Os processos de soerguimento e rebaixamento da superfície, e o bloqueio e desvios de rios, são marcados, inicialmente, pela formação de grandes áreas inundáveis e pântanos.

O alagamento ou inundação, nessas áreas, promove a degradação, ou mesmo degeneração da vegetação original, passando ocorrer todo um ciclo de regeneração que, conforme descreve Costa et al. (1978), se inicia com a ocupação por Campinarana - também conhecida como Caatinga do Rio Negro - com predominância de gramíneas. O estágio seguinte é marcado pelo avanço de um estrato arbustivo sobre a Campinarana graminosa, e sobre ele um estrato arbóreo. Este avanço ocorreria da periferia para o interior, e no caso do estrato arbóreo sobre o arbustivo, as palmeiras se insinuam primeiro, vindo em seguida as árvores copadas (Costa et al., 1978). A colmatação ou dessecação desses lagos e áreas alagadas é acompanhada de uma intensa lixiviação das argilas e preservação de areias, onde os processos pedogenéticos desenvolvem os solos do tipo Podzol Hidromórfico.

Estes aspectos são muito importantes pois mostram que a evolução da paisagem nessas áreas arenosas está ligada à colonização vegetal e não diretamente à instalação da drenagem, embora uma coisa esteja diretamente ligada a outra.

Na área pesquisada, a ocorrência dessas areias se dá por toda a região posicionada ao norte-noroeste do rio Solimões, estendendo-se para norte até o sul de Roraima, noroeste do Amazonas adentrando a Colômbia, sempre em posição interfluvial. Segundo Costa et al. (op. cit), de acordo com a ocupação vegetal pode-se distinguir quatro feições de acumulações arenosas, litologicamente semelhantes, mas fisionomicamente distintas, inclusive no que se refere à hidrografia, são elas:

1. *Coberturas Arenosas com vegetação de gramíneas*: corresponderia ao primeiro estágio de instalação da vegetação. O alagamento da área é acentuado com a presença de lagoas isoladas e a vegetação de gramíneas ocorre em manchas esparsas. São feições comuns na área do Domínio Extensional Nordeste do Compartimento Rio Negro – Rio Solimões, e por todo o Domínio Transtensivo Demini do Compartimento Rio Branco - Rio Negro, configurando um padrão de drenagem em estágio inicial de desenvolvimento.
2. *Coberturas Arenosas com vegetação de gramíneas e palmeiras esparsas*: a vegetação de maior porte começa a se instalar e as gramíneas já recobrem quase toda a área. A água corre em menor quantidade que no primeiro estágio, e as lagoas ainda se fazem presentes, apesar de serem de tamanho menor;

3. *Coberturas Arenosas com vegetação de gramíneas e maciços arbóreos*: as árvores que começaram a se instalar agrupam-se em manchas. O grau de inundação já é bem menor que nos estágios anteriores, caracterizando um alagamento parcial da área;
4. *Coberturas Arenosas com vegetação florestal*: a floresta já colonizou toda a área e a ocorrência de alagamentos é restrita.

Na área investigada, observa-se a ocorrência de todos esses estágios e o seu rastreamento constituindo-se um importante parâmetro para a definição da evolução de sua paisagem, mormente quando confrontado com a organização da rede de drenagem. O estágio 4, o mais evoluído, pode ser caracterizado nos domínios dos compartimentos Rio Madeira - Rio Purus, Rio Negro-Rio Japurá e em parte do Compartimento Rio Negro – Rio Solimões. Os demais estágios ainda estão presentes no Domínio Transtensivo Demini do Compartimento Rio Branco - Rio Negro, e no Domínio Extensional Nordeste do Compartimento Rio Negro-Rio Solimões.

## 9. CONCLUSÕES

A título de conclusões da presente pesquisa, em primeiro lugar é preciso enfatizar que não há como explicar a grande quantidade de feições anômalas apresentadas pelos sistemas de relevo e, principalmente, pela rede de drenagem, sem que se leve em consideração os processos endógenos, seja os ligados à sua história litoestratigráfica seja ao quadro estrutural e tectônico.

Os resultados apresentados demonstram que a morfogênese dessa região não se deve unicamente aos fatores climáticos ou paleoclimáticos, mas a uma complexa interação entre estes e as zonas de fraqueza antigas da crosta e sua movimentação tectônica, ou reativação, sobretudo durante o Cenozóico.

Numa área com tais características, os enfoques morfoestrutural e morfotectônico se mostram indispensáveis à pesquisa geomorfológica e, por conseqüência, à definição e distinção dos graus de vulnerabilidade ecológica face aos fenômenos naturais e, principalmente, à intervenção antrópica.

Os arranjos dos sistemas ou unidades de relevo, definidos desta forma, constituem os compartimentos morfotectônicos e foram denominados de: (1) Compartimento Transpressivo Rio Juruá-Rio Purus; (2) Compartimento Transcorrente Rio Madeira-Rio Purus; (3) Compartimento Transcorrente Rio Negro-Rio Japurá; (4) Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões; e (5) Compartimento Transtensivo Rio Branco-Rio Negro.

A reavaliação da cartografia geológica apresenta um quadro litoestratigráfico composto por unidades com idades que variam do final do Terciário (Plioceno) até o presente e, portanto, intimamente relacionadas com o regime neotectônico que se implantou no interior da Placa Sul-Americana a partir do Mioceno. A unidade mais antiga, considerada por muitos autores como Formação Solimões, foi constatado constituir a Formação Içá, e, sua identificação, a chave para o entendimento da organização da rede de drenagem atual e pretérita. Também desempenhou um papel fundamental para este entendimento o reconhecimento de diferentes unidades morfoestratigráficas, como os dois níveis de terraços do Pleistoceno e Holoceno, respectivamente; as coberturas arenosas interfluviais; e o complexo sistema de sedimentação holocênica apresentado pelos rios Solimões e Negro. Estas unidades morfoestratigráficas

representam em si mesmas, efeitos de soerguimentos e rebaixamentos da superfície, e desvios e bloqueios de drenagem pelas estruturas neotectônicas.

A reavaliação da cartografia geomorfológica revelou que a aparente homogeneidade de formas de relevo consideradas para a região das coberturas como um invariável sistema de interflúvios tabulares, constituindo registros do aplainamento neopleistocênico, na verdade mostra diferentes estágios de desenvolvimento da rede de drenagem em face da movimentação neotectônica que impõem diferenciações geométricas nesses interflúvios. O desenvolvimento da hidrografia se deu de sudoeste, onde se apresenta em estágio avançado, para norte-nordeste onde a drenagem se encontra em estágio inicial e tipificado pelos padrões amorfo e multibasinal. Além dos interflúvios tabulares e dos terraços dissecados pleistocênicos, caracterizados como sistemas de relevo de degradação, ocorrem extensos sistemas de agradação em sua maior parte constituindo as planícies inundáveis dos rios de maior ordem, identificadas, de uma forma geral, como Planícies Fluviais e Flúviolacustres.

A análise morfoestrutural teve na bacia coletora, os chamados *catchments*, o elemento básico de avaliação, possibilitando o reconhecimento de anomalias tanto nas bacias quanto nos canais de drenagem, que registram a ocorrência de movimentos verticais e/ou direcionais associados a falhas geológicas. O procedimento de análise realizado dessa forma sistematiza e simplifica o processo de definição do controle estrutural da drenagem e do relevo representado nas morfoestruturas.

As morfoestruturas, registradas na bacia de drenagem e interpretadas num enfoque morfotectônico, foram as formas assimétricas de vertentes associadas a divisores e/ou vales retilíneos; os lagos inclinados em posição interfluvial; alargamentos ou estreitamento de *catchments*. Vinculados ao canal de drenagem foram caracterizados alinhamentos e lineamentos de drenagem; a ocorrência de drenagens radiais, mudanças no padrão do canal; migração de canais; curvas bruscas em alto ângulo com e sem bloqueios de drenagem; formação de lagos de desembocadura, os chamados lagos represados ou rios-lagos; alargamento ou estreitamento de planícies; formação de terraços em apenas uma das margens; marcas de paleodrenagem e paleovales colmatados.

A área das coberturas sedimentares cenozóicas da Folha SA.20-Manaus se mostrou absolutamente importante para o entendimento da morfogênese da área, visto que nela se

projetam zonas de fraquezas antigas, definidas no embasamento Pré-Cambriano. As mais importantes conformam os lineamentos Tacutu ou Guiana Central e Madeira ou Madre de Dios-Itacoatiara, ambos orientados paralelamente na direção NE-SW, que interagem com as estruturas que definem o Arco de Purus de orientação NW-SE. Os movimentos impostos a estas estruturas, pelo regime neotectônico, determinaram soerguimentos e rebaixamentos na superfície através de falhas transcorrentes com componentes transtensivos e transpressivos, e por falhas normais, as quais foram sítios de instalação da drenagem e conseqüentemente do modelamento da paisagem.

Estes movimentos se processaram através de dois pulsos cinemáticos. O primeiro ocorrido ao final do Terciário, foi predominantemente transpressivo e a ele se associa a instalação de corredores de drenagem na direção NE que escoava para o Oceano Atlântico, através das estruturas do Lineamento Tacutu. Os Compartimentos Rio Juruá-Rio Purus, Rio Madeira-Rio Purus e Rio Negro-Rio Japurá, iniciaram seu desenvolvimento já nesta fase, constituindo-se em grande parte de estruturas herdadas deste primeiro pulso cinemático.

O segundo, predominantemente transtensivo, ocorreu no final do Pleistoceno até o Holoceno, e responde pela formação dos Compartimentos Transtensivos Rio Negro-Rio Solimões e Rio Branco-Rio Negro, e por modificações do quadro estrutural e geomorfológico dos demais compartimentos morfotectônicos, sendo responsável, principalmente, pela configuração da paisagem, tal como se encontra atualmente.

Os cursos dos rios Negro e Solimões e os de suas bacias hidrográficas foram, em grande parte, estabelecidos sobre estruturas geradas neste segundo pulso cinemático, mas a progressão da deformação ao longo do final do Pleistoceno e durante o Holoceno impõem migrações e bloqueios de canais com formação de terraços, lagos inclinados em posição interfluvial, e lagos represados ou rios-lagos.

As modificações impostas na paisagem estão refletidas também por diferenciações na tipologia dos solos e na cobertura vegetal, e, principalmente, na generalizada ocorrência de solos do tipo Podzol Hidromórfico recobertos por Campinarana. Esta associação ecológica, peculiar e muito constante na Amazônia, pode ser considerada como um verdadeiro indicador neotectônico. A associação Podzol Hidromórfico-Campinarana se desenvolve devido aos fenômenos de inversão de drenagem, formação de lagos e áreas alagáveis associados aos soerguimentos e rebaixamentos conseqüentes à movimentação vertical ao longo de falhas neotectônicas.

Muitas das estruturas encontram-se em franca atividade, como evidenciado pela significativa ocorrência de atividade sísmica nessa região, destacando-se o sismo de Codajás, que deve representar alívios de tensões ao longo de falha associada ao Arco de Purus e, portanto, do Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões, muito provavelmente à falha normal de Codajás.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- AB'SABER, A.N. 1957. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, 6(1):41-48.
- AB' SABER, A.N. 1967. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, (3):45-48.
- AGASSIZ, J.L.R. & AGASSIZ, E.C.C. 1938. **Viagem ao Brasil**. Trad. Edgar Sússekind de Mendonça, São Paulo, Ed. Nacional, 654p. (Biblioteca Pedagógica Brasileira, Brasileira, ser. 5, v.95).
- ALBUQUERQUE, O.R. de. 1922. Reconhecimentos geológicos do Valle do Amazonas (Campanhas de 1918-1919). **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro (3):1-84.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, (241):1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 40:285-293. Suplemento
- ALMEIDA, F.F.M de, DERZE, G.R.; VINHA, A. da.1978. **Tectonic map of South América – Escala 1:5.000.000**; explanatory note. Brasília, DNPM, CCMW, UNESCO, 21p.
- ALMEIDA, L.F.G. de. 1974a. **A drenagem festonada, a planície Sanozama e o Rio Amazonas**. Belém, Projeto RADAM. 14p. (Relatório Interno RADAM, 19-G)
- ALMEIDA , L.F.G. de. 1974b. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.7, p. 175-97

- ALMEIDA, L.F.G. de. 1975. Implicações Tectônicas do Craton Guianês na Bacia do Alto Amazonas. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANA, 10., Belém. **Anais**. Belém, DNPM, 851p.p.777-791.
- AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica**. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p. Tese (Livre Docência)
- AMARAL, G. 1975. Evolução Tectônica da Plataforma Amazônica no Fanerozóico. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANA, 10., Belém, 1974. **Anais**. Belém, DNPM, 851p.p.792-803.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (coords.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.p.6-35.
- ANDRADE, C.A.C. & CUNHA, F.M.B. da. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3. p. 93-112.
- ANDRADE, G.O. de. 1956. Furos, paranás e igarapés; análise genética de alguns elementos do sistema potamográfico amazônico. **Bol. Carioca Geografia**, Rio de Janeiro, 9:15-50.
- ARAÚJO, H.J.T. de; RODARTE, J.B.M.; DEL'ARCO, J.O.; SANTOS, D.B. dos; BARROS, A.M.; TASSINARI, C.C.G.; LIMA, M.I.C. de; ABREU, A.S.; FERNANDES, C.A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.20 - Purus**. Rio de Janeiro. P. 19-128. (Levantamento de Recursos Naturais, 17).
- ARAÚJO, J.F.V.; MONTALVÃO, R.M.G. de; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, P.E.C.A.; CUNHA, F.M.B. da; FERNANDES, C.A.C.; BASEI, M.A.S. 1976. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.21-Santarém**, Rio de Janeiro, DNPM, p. 19-122. (Levantamento de Recursos Naturais, 10)
- ARAÚJO NETO, H. de & MOREIRA, H.L. 1976. **Projeto Estanho de Abonari**; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 2v.

- ASSUNÇÃO, M. 1983. Terremotos no Brasil. São Paulo. **Rev. Ciência Hoje**. 1(6).
- ASSUNÇÃO, M. 1998. Sismotectónica y esfuerzos en Brasil. São Paulo, **Física da Terra**, 10: 149-166.
- ASSUNÇÃO, M & SUAREZ, G. 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes in mid-plate South America. **Geophysical Journal**, 92:253-267.
- ASSUNÇÃO, M.; ORTEGA, R.; BERROCAL, J.; VELOSO, J.A. 1983. O sismo de Codajás. São Paulo, **Revista Brasileira de Geofísica**, 2:39-44.
- BAHIA, R.R.P. & ABREU, F. de A.M. de. 1985. O rift do Amazonas – sistema aulacogênico na Plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.1, p.222-241.
- BARBOSA, G.V.; RENNÓ, C.V.; FRANCO, E.M.S. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SA.22-Belém**, Rio de Janeiro, DNPM, p. 66-133. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- BARBOSA, O. & RAMOS, J.R.A. 1959. Território do Rio Branco; aspectos principais da geomorfologia, da geologia, e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. **Bol. Div. Geol. Mineral**, Rio de Janeiro, (196):1-49.
- BARRON, C.N. 1969. Notes on the stratigraphy of Guyana. In: GUYANA GEOLOGICAL CONFERENCE, 7., Paramaribo, 1966. **Proceedings...** Paramaribo, Geological Survey Guyana, v.6, p. 1-28.
- BARROS, A.M.; ALVES, E.D. de O.; ARAÚJO, J.F.V.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C. 1977. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB/SC.18 – Javari/Contamana**. Rio de Janeiro, DNPM, p.17-101. (Levantamento de Recursos Naturais, 13).
- BASEI, M.A.S. 1975. **Geocronologia de parte do Território Federal de Roraima e norte do Estado do Amazonas**. Belém, Projeto RADAM, n.p. (Relatório Interno RADAM, 29-G).

- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1980. **Glossary of Geology**. Virginia, American Geological Institute, Fall Springs, 751pp.
- BECKER, A. 1993. An attempt to define a “neotectonic period” for central and northern Europe. **Geol. Rundsch**, 993(82): 67-83.
- BEMERGUY, R.L. 1997. **Morfotectônica e Evolução Paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas**. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 199p. Tese (Doutorado em Geologia).
- BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, 3: 75-97.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da calha do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado. **Bol de Res. Expandidos**. Gramado, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Rio Grande do Sul/Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p. 419-420.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; SOARES JÚNIOR, A. V. 2002. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E.L.; VASQUES, M.L.; ROSA COSTA, L.T. – **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, 318p.p 245-258.
- BERRANGÉ, J.P. 1973. **A synopsis of the geology of southern Guyana**. London, Institute of Geological Sciences, 16p. (Report, 26).
- BERRANGÉ, J.P. 1975. The geomorphology of southern Guyana with special reference to the development of planation surfaces. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. **Anais**. Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 851p.p 804-824.

- BEZERRA, P.E.L. 1996. **Neotectônica e morfogênese da região de Carolina (MA, TO), Bacia do Parnaíba**. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 235p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- BEZERRA, P.E.L. & COSTA, J.B.S. 1996 a . As condicionantes estruturais sobre a morfogênese da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia das Excursões**. Belém., Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, 427p.p.323-326..
- BEZERRA, P.E.L. & COSTA, J.B.S. 1996b. Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia das Excursões**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 427p.p.320-322.
- BEZERRA, P.E.L. & COSTA, J.B.S. 1996c. Evolução tectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. **Anais**. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5. p.414-418.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C. da; DEL'ARCO, J.O; DRAGO, V.A; MONTALVÃO, R.M.G. de. 1986. **Geologia Regional da Amazônia Legal Brasileira**. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 1061p (Relatório Técnico Interno).
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C. da; DEL'ARCO, J.O; DRAGO, V.A.; MONTALVÃO, R.M.G et al. 1990. Geologia. In: BRASIL.IBGE. **Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro, IBGE/SUDAM, 212p.p.91-158.
- BEZERRA, P.E.L.; LIMA, M.I.C. de; COELHO, F.A. de J.F. 1999. Estruturação Neotectônica da Folha SA.20-Manaus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Bol. de Res. Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, p. 288-291.
- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. 1964. Paläogeographische und Palaoklimatische Aspekte des Kanozoikuns in Sudbrasilien. **Zeit. Für Geomorph**, Berlim, 8;(3):286-312.

- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGTH, H.E. & FREY, D.G.. **International Study of Quaternary**. Geol. Soc. Amer., p.433-451.( Spec. Papers, 84)
- BIGARELLA, J.J. & MAZUCHOWSKI, J.Z. 1985. Visão integrada da problemática da erosão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROSÃO, 3., Maringá. **Livro Guia**. Maringá, PR, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia/Associação de Defesa e Educação Ambiental. 329p.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, R.M.; SILVA, J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, 16:117-151.
- BORGES, F.R. 1987. **Projeto Serra do Aracá**; Relatório de progresso. Manaus, CPRM. 31p, mapas.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L.; HASUI, Y. 1995 a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. **Boletim de Res. Expandidos**. Gramado, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Rio Grande do Sul. P. 421-422.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERREIRA JÚNIOR, C.AP.; HASUI, Y. 1995b. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. **Boletim de Res. Expandidos**. Gramado, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Rio Grande do Sul. p. 423-424
- BOUMAN, Q.C. 1959. **Geology of the rio Uatumã, rio Abacate and surrounding areas**. Belém, PETROBRAS - RENOR. (Relatório Técnico Interno, 288A)
- BRAUN, O.P.G. 1973. **Projeto Roraima, 2ª fase**; levantamento geológico integrado; relatório do mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à "Fotointerpretação preliminar". Manaus, DNPM/CPRM, 218p.

- BRAZ, E.R.C.; BEZERRA, P.E.L.; GATTO, C.M.P.P. 1999. Síntese da Geologia da Folha SB.20-Purus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, p.172-175.
- BREITBACH, J.W. 1957. **Geology of rio Cajari (paleozoic outcrop belt)**. Belém, PETROBRÁS, 28p. (Report 210A)
- BRICENO, H.O & SCHUBERT, C. 1990. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeast Venezuela. In: SCHUBERT, C. (Ed.) **Geomorphology**. Amsterdam, Elsevier Publishers B.V., 3:125-141.
- BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4):449-461.
- BROWN, C.B. 1879. On the Tertiary deposits on the Solimoes and Javari rivers, in Brasil. **The Quaterly Journal of Geological Society of London**. London, 35(1):76-81.
- BUTLER, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. **Journal of Structural Geology**. 4:239-46.
- CAMPOS, J.N. dos P. & TEIXEIRA, L.B. 1988. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p. 2161-2172.
- CAPUTO, M.V. 1973. **Relatório preliminar de exploração da bacia do Acre**. Belém, PETROBRAS - RENOR, 24p. (Relatório Técnico Interno, 665 A).
- CAPUTO, M.V. 1984 a. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.725-739.
- CAPUTO, M.V. 1984b. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. Santa Bárbara, University of California, 584p. Tese (Doctor of Philosophy in Geology)

- CAPUTO, M.V. 1985. Origem do Alinhamento estrutural do Juruá – bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMZÔNIA, 2., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.1, p.249-258.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VANCONCELOS, D.N.N. de. 1971. **Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas**. Belém, PETROBRÁS -RENOR. (Relatório Técnico Interno, 641 A).
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VANCONCELOS, D.N.N. de. 1972. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 35-46.
- CAROZZI, A.V.; ALVES, R.J.; CASTRO, J.C. 1972. Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p.47-64.
- CHANDLESS, W. 1870. **Apontamentos sobre os rios Juruá, Maués-Assu e Abacaxis**. Rio de Janeiro, p.1-16. (Relat. Minist. Agric. Com. e Obras Públ.)
- CHANG, H.K. 1992. Conceitos de análise de bacias e sua aplicabilidade no estudo de seqüências sedimentares proterozóicas. São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4):437-448.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.). **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation**. p.134. (Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication, 37).
- CHRISTOFOLETTI, A. 1980. **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo, Edgard Blücher. 188p.
- COBLENTZ, D.D. & RICHARDSON, R.M. 1996. Analysis of South America intraplate stress field. **Journal of Geophysical Research**. 10. (4): 8643-57.

- COELHO, F.A. de J. F. 2000. Geological recognition of a Cenozoic sequence in the west of the Amazon State. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. **Abstract Volume**. Rio de Janeiro, IUGS/SBG/SBGf, 1 CD-ROM.
- COELHO, F.A. de J.F.; LIMA, M.I.C. de; GONZALES, S.R.; ARAÚJO, J.F.V.; BEZERRA, P.E.L. 1999. Geologia da Folha SA.20-Manaus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte. p.172.
- COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1978. **Geomorphology in Environmental Management**. Claredon Press, 413p.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and early Proterozoic. São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, 12 (3): 78-88.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CEMPES/SINTEP (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração e Petróleo, Publ. 15).
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Arica. **Actas**. Arica, v.4, p-137-148.
- COSTA, J.A.V. & COSTA, J.B.S. 1996. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima, Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, p. 284-286.

- COSTA, J.B.S. 1996. A neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p.35-38.
- 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 e Roteiro de Excursões**. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.142-145.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1992. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4):487-492.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coord.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, FINEP/SBG., v.2, 15-90.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y; BORGES, M. da S; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L. da; FERNANDES, J.M.G. 1996. Neotectônica da Amazônia : aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS, Revista de Geociências**, Belo Horizonte, UFMG, v.4. (No prelo).
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y; ARAÚJO, O.B.; FRAGA, L.M.; REIS, N.J.; SCANDOLARA, J.E. 1999. Episódios de reativação do Proterozóico Médio na região amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, p. 305-310.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M. da S.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, 1., Manaus. **Resumos**. Manaus, PICG/INQUA, p.103-106.

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y; BORGES, M. da S.; BEMERGUY, R.L. 1995. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Amazonas. **Geociências**, São Paulo, 14 (2): 77-103.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y; BORGES, M. da S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA JÚNIOR, P.S. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, p. 47-50.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H.L.S. da; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. 1991 a. Tectônica mesozóica – cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro. **Boletim de Resumos Expandidos e Roteiro de Excursões**. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.108-110.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. 1991b. O quadro tectônico regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 30., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, p. 166-178.
- COSTA, J.B.S., REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S.; PESSOA, M.R. 1991c. Organização litoestrutural do Proterozóico Médio do Extremo Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 30., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, p. 179-192.
- COSTA, M.L. da. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, 21(2):146-160.
- COSTA, R.C.R. da; NATALI FILHO, T.; OLIVEIRA, A.A.B. de 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20 - Manaus**. Rio de Janeiro, DNPM, 167-244. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- CPRM. 1997. **Projeto Roraima Central**. Manaus, SUREG-MA, 168p. Mapas.
- CPRM. 2001. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Sistema de Informações Geográficas –SIG. Mapas na escala 1:2.500.000. Rio de Janeiro. 4 CD-ROM.

- CROWELL, J.C. 1974. Origin of Late Cenozoic basins in Southern California. In: DICKSON, W.R. (ED). **Tectonics and Sedimentation**. p.190-204. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 22).
- CUNHA, F.M.B. da 1963. **Estado do Acre**; reconhecimento geológico dos rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Iaco e Acre. Belém, PETROBRAS-SRAZ, 24p. (Relatório Técnico Interno, 532 A).
- CUNHA, F.M.B. da 1982. Aspectos Morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte, p.75-83.
- CUNHA, F.M.B. da 1988. Controle Tectônico Estrutural na Hidrografia na Região da Calha do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p. 2267-2277.
- CUNHA, F.M.B da 1991. Morfologia e Neotectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 30, Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte., p. 193-210..
- DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J. A. 1971. Zoneamento palinológico da bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. V.3, p.79-88.
- 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.
- DEL'ARCO, J.O. & MAMEDE, L. 1985. As formações edafoestratigráficas de Mato Grosso e Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.1-p. 376-395.

- DEL'ARCO, J. O.; SANTOS, R.O.B. dos; RIVETTI, M.; ALVES, E.D. de O.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, L.L. da. 1977. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.19-Juruá**. Rio de Janeiro, DNPM, p.17-88 (Levantamento de Recursos Naturais, 15).
- DENIS, P. 1927. **L'Amérique du Sud. Le Brésil**, Chap. VII, L'Amazonie, 2<sup>ème</sup> partie, Paris, Armand Colin, il.
- DERBY, O. A. 1877. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. **Arquivo do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, 3.:77-104.
- DNPM. 1981. **Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais – escal 1:2.500.000**. Brasília, DNPM. (1 mapa em quatro partes)
- DUMONT, J.F. 1993. Type of lakes as related to neotectonics Western Amazonia. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1<sup>º</sup>, Manaus. **Resumos**. Manaus, PICG/INQUA, p.99-102.
- EIRAS, J.F. & KINOSHITA, E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5. p 2278-91.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 1999. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro : EMBRAPA Solos, 412p.: il.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1968. **The Encyclopedia of Geomorphology..** London, Rhodes W. Fairbridge–Reinhold Book Corporation. p.284-291. (Encyclopedia of Earth Sciences Series. 3)
- FERNANDES, P.E.C.A.; PINHEIRO, S. da S.; MONTALVÃO, R.M.G. de; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; TASSINARI, C.C.G. 1977. Geologia. In: BRASIL Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19-Içá**. Rio de Janeiro. DNPM, p.19-123. (Levantamento de Recursos Naturais, 14).

- FERREIRA, E.O. 1972. Carta Tectônica do Brasil; notícia explicativa. **Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral**, Rio de Janeiro (1)1-19.
- FERREIRA JÚNIOR, C.A.P. 1996. **Neotectônica da área da bacia de São Luis**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 139p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- FRANCO, E.M.S. & MOREIRA, M.M.M.A. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19-Içá**. Rio de Janeiro, DNPM. p. 125-180. (Levantamento de Recursos Naturais, 14)
- FRANCO, E.M.S.; DEL'ARCO, J.O.; RIVETTI, M. 1975. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21**. Rio de Janeiro, DNPM, p.139-182. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- FRANCO, M do S.M. & PRATES, M.C. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB/SC.18-Javari/Contamana**. Rio de Janeiro, DNPM. p. 107-152. (Levantamento de Recursos Naturais, 13)
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H.L.S.da 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo rio Negro e Grande Manaus. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v3, p.641-648.
- FRANZINELLI, E & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p. 80 -90.
- GAGNON, H. 1974. **La Photographie aérienne son interpretations dans les études de l'environnement et de l'aménagement du territoire**. Montreal. H.R.W. p .23-31.
- GARY, M.; MC'AFEE, R.; WOLF, C.L. 1972. **Glossary of Geology**. Washington, D.C., American Geological Institute. 805p.

- GERASIMOV, I.P. & MESCHERIKOV, J.A. 1968. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.) **The Encyclopedia of Geomorphology**. London, Reinhold Book Corporation. p.731-732. (Encyclopedia of Earths Sciences, 3)
- GOUROU, P. 1949. Observações geográficas na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 11(3):356-408.
- GREGORI, K.J. & WALLING, D.E. 1974. **Drainage basins: Form and process**. London. Arnold, p.37-61.
- GUERRA, A.T. 1956. **Estudo geográfico do Território do Rio Branco**. Rio de Janeiro, IBGE. 257p. (Biblioteca Geográfica Brasileira, Ser. A, publ. 13).
- GUERRA, A.T. 1962. Vales submersos na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 24(3):485-487.
- GUERRA, A.T. 1993. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 8<sup>a</sup> ed. Rio de Janeiro, IBGE, 446p.
- HANCOCK, P.L. & WILLIAMS, G.D. 1986. Neotectonics. **J. Geol. Soc. London**. 143:325-326.
- HARTT, C. F. 1870. **Geology and physical geography of Brasil**. Boston. Fields Osgood, 620p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte, **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais**, p 1-31.
- HASUI, Y & COSTA, J.B.S. 1990. **Zonas e cinturões de cisalhamento**. Belém, UFPa, 144p. il.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M. da S.; ASSIS, J.F.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BARTORELLI, A; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A. 1991. A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro. **Boletim de Resumos Expandidos e Roteiro de Excursões**. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.93-95.

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. **Anais**. Manaus, DNPM, v.1, p.129-147.
- HORTON, A.D. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, 56 (3):275-370.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, 51(11):2246-2259.
- IBGE. 1993. **Mapa de Unidades de Relevo do Brasil**. Rio de Janeiro, IBGE. Esc. 1:5.000.000.
- IBGE. 1999. **Banco de Dados de Recursos Naturais da Amazônia Brasileira**. Rio de Janeiro. IBGE/CISCEA/SIVAM. SIG, produto digital (inédito)
- IGREJA, H.L.S. da & CATIQUE, J. 1997. Análise Neotectônica do Lineamento de Itacoatiara, Centro leste do Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., Pirenópolis. **Anais**. Pirenópolis, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Brasília/Universidade de Brasília – Instituto de Geociências. 380p.p.131-133.
- IRIONDO, M.H. & SUGUIO, K. 1981. Neotectonics of amazon plain . **Bulletin of INQUA Neotectonic Commission**, Stockholm, (4):72-78.
- ISSLER, R.S. 1975. Geologia do Craton Guianês e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. **Anais**. Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 851p.p47-74.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G. de; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SA.22-Belém**. Rio de Janeiro, DNPM, p. 17-65. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- KATZER, F. 1933. Geologia do Estado do Pará. (Brasil). Trad. Por Frei Hugo Mense. **Boletim do Museu Paraense de História Natural e Ethnographia**, Belém, (9):269p.

- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 18(2):147-265.
- KÖPPEN, W. 1948. **Climatologia**; con um estúdio de los climas de la tierra. Version de Pedro R. Hendrichs, México, Fondo de Cultura Económica, 478p.
- KUMMEL, B. 1948. Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. **Geological Society of American Bulletin**, Colorado, 59(12):1217-1266.
- LADEIRA, E.A. & LOCZY, L. de.1980. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. São Paulo. Edgard Blücher. 528p. il.
- LATRUBESSE, E.; BOCQUETIN, J.; SANTOS, J.C.R.; RAMONELL, C.G. 1997. Modelo Paleambiental para o Cenozóico do Sudoeste da Amazônia. Manaus, **Acta Amazônica**, 27(2):103-118.
- LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C.G.; SOUZA FILHO, J.P. de. 1994. A Formação Solimões: Uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul-Occidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, p.204-205.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B. dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A. do C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.20-Porto Velho**. Rio de Janeiro, DNPM, p.19-184 (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LIMA, C.; NASCIMENTO, E.; ASSUNÇÃO, M. 1997. Stress orientation in brasilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America plate. **Geophys. J. Int.** 130, 112-124.
- LIMA, M.I.C. de 1984a. Evolução geológica do Craton Amazônico no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.7, p.3032-43.

- LIMA, M.I.C. de. 1984b. Províncias geológicas do Craton Amazônico, em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., Manaus. **Anais**, Manaus, DNPM, 518p., p.9-23.
- LIMA, M.I.C. de. 1988. Lineamentos estruturais na seqüência cenozóica Solimões e suas relações com o Cráton Amazônico e Bacia do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.6. p. 2396-2402.
- LIMA, M.I.C. de. 2002. **Análise da drenagem e seu significado geológico – geomorfológico**. Belém, s.ed., 1 CD-ROM.
- LIMA, M.I.C. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. da. 1974. Geologia. In: BRASIL, Projeto RADAM. **Folha NA/NB. 22- Macapá**, Rio de Janeiro, DNPM, p.3-120. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- LIMA, M.I.C. de; OLIVEIRA, E.P. de; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.1, p.147-162.
- LOCZY, L. de. 1966. Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da bacia do Amazonas. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, (233):1-95.
- LOCZY, L. 1968. Geotectonic evolution of the Amazon, Parnaiba and Parana Basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 40:187-193. (Supl.).
- LOCZY, L. 1970. Progresso no conhecimento geológico do Atlântico Sul e suas margens continentais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Ciências. 40:231-249 (Supl).
- LOCZY, L. 1972. Considerações concernentes à constituição tectônica do Escudo das Guianas com especial referência à Formação Roraima. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 44(1): 77-94.

- LOCZY, L. de & LADEIRA, E.A. 1980. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo, Edgard Blücher; Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 528p.
- LOURENÇO, R.S.; MONTALVÃO, R.M.G. de; PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; FERNADES; C.A.C.; TEIXEIRA, W. 1978. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20-Manaus**. Rio de Janeiro. DNPM, p. 27-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- LUBOWE, J.K. 1964. Stream junction angles in the dendritic drainage pattern. **American Journal of Sciences**. 262:325-339.
- LUEDER, D.R. 1959. **Aerial Photographic Interpretation**. New York: McGraw-Hill, 397p.
- MABESSONE, J.M. 1967. Sedimentos correlativos do clima tropical. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1., Belém, 1966. **Atas**. Rio de Janeiro, CNPq. v.1.p.327-339.
- MAGNAGO, H.; BARRETO, R.A.A.; PASTORE, U.; RIBEIRO; A.G.; FERREIRA, H. de C. 1978. Vegetação. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20-Manaus**. Rio de Janeiro, DNPM, p. 413-530. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- MAIA, R.G.N.; GODOY, H. de O.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A.; COSTA, F.S.F. da; HOLANDA, M.A.; COSTA, J.A. 1977. **Projeto Carvão no Alto Solimões**; relatório final. Manaus, CPRM/DNPM, v.1, 142p.
- MARBUT, C.F. & MANIFOLD, C.B. 1925. The Topography of the Amazon valley. **Geogr. R.**, New York, 15:617-642.
- MAURO, C.A. de; NUNES, B.T. de A.; FRANCO, M. do S.M. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.20-Purus**. Rio de Janeiro, DNPM, p. 128-216. (Levantamento de Recursos Naturais, 17).

- MAURO FILHO, A. & EIRAS, J.F. 1994. Canais terciários da Bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 4p:18-21.
- MEIS, M.R. de M. 1968. Considerações geomorfológicas sobre o médio Amazonas. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, 30(2):2-20.
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. 1993. **Projeto Alto Rio Negro**; relatório de progresso. Manaus, CPRM, Inédito [s. ident], 3v. il.
- MELO, A.F.F. de; MENEZES FILHO, N.R.; VILLAS BOAS, P.F.; COSTA, J.B.S; JOÃO, X.da S.J. 1997. – O Grupo Tunui e sua correlação com supracrustais tipo “Greenstone Belts” – Região NW do Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., Pirenópolis. **Anais**. Pirenópolis, Sociedade Brasileira de Geologia/Universidade de Brasília, 376p.p.1-3.
- MELO, A.F.F. de; SANTOS, A J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.; DÁNTONA, R. de J.G. 1978. **Projeto Molibdênio em Roraima**; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, v.I-B.
- MELO, D.P. de; PITTHAN, J.H.L.; ALMEIDA, V.J. de 1976. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.19-Rio Branco**. Rio de Janeiro, DNPM, p. 119-166. (Levantamento de Recursos Naturais, 12)
- MENDES, I.A.; DANTAS, M.; BEZERRA, L.M. de M. 1987. Geomorfologia. In: BRASIL. IBGE. **Folha SE.24 - Rio Doce**. Rio de Janeiro. p. 173-228. (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- MENDIGUREN, J. & RICHTER, F.M. 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, 16:318-326.
- MILLER, V.C. & MILLER, C.F. 1961. **Photogeology**. McGraw-Hill. p.80-100.

- MIOTO, J.A. 1993. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2v. Tese (Doutoramento em Geologia).
- MIRANDA, F.P. de. 1984. Significado geológico das anomalias morfo-estruturais da Bacia do Alto Amazonas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. **Anais**. Manaus, DNPM-CNPq. p.103-116.
- MIRANDA, J. 1938. Reconhecimento geológico no Alto Ouro Preto e rio Branco. **Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, (26):121-25.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; MUNIZ, M. de B; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. da. 1975. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21**. Rio de Janeiro, DNPM, p.13-135. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MORAES REGO, L.F. de. 1930. **Notas sobre a geologia do Território do Acre e da bacia do Javary**. Manaus, C. Cavalcante, 45p.
- MOREIRA, A.A.N. 1977. Relevo. In: BRASIL. IBGE. **Geografia do Brasil: região Norte**. Rio de Janeiro. p.1-38.
- MÖRNER, N. 1990. Neotectonics and structural geology; general introduction. **Bull. Int. Qua. Ass. Neotect. Comm.** 13: 87.
- MOURA, P. de A. 1943. O relevo da Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 5(3):3-38.
- MOURA, P. de A. 1944. O relevo da Amazônia. In: BRASIL. IBGE. **Amazônia Brasileira**. Rio de Janeiro 479p.p.14-23.
- MOURA, P. de & WANDERLEY, A. 1938. Noroeste do Acre; reconhecimentos geológicos para petróleo. **Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, 26:1-116.

- NASCIMENTO, D.A. do; MAURO, C.A. de; GARCIA, M. das G.L. 1976. Geomorfologia. In:BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.21-Santarém**, Rio de Janeiro, DNPM. P.131-181. (Levantamento de Recursos Naturais, 10)
- NUNES, B.T. de A. & RIBEIRO, M.I. de C. 1990. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE. 70p. (anexos). Inédito.
- NUNES, B.T. deA.; RIBEIRO, M.I.de C.; ALMEIDA, V.J.; NATALI FILHO, T. (Coords.). 1995. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE. 111p. (Série Manuais Técnicos em Geociências, 5).
- OLIVEIRA, A.A.B. de; PITTHAN, J.H.L.; GARCIA, M. das G.L. 1977. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.19-Juruá**. Rio de Janeiro, DNPM. p.91-142. (Levantamento de Recursos Naturais, 15)
- OLIVEIRA, A.I. de. 1929. Bacia do rio Branco, Estado do Amazonas. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, (37), 71p.
- OLIVEIRA, A. I. de & CARVALHO, P.F. de. 1924. Estudos geológicos na fronteira com o Peru. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, (8):53-76.
- OLIVEIRA, A. I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. **Geologia do Brasil**. 2ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813p. (Série Didática, 2)
- OLIVEIRA, P.F. 1940. Fósseis do Território de Acre e do Estado do Amazonas. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, 5(27):118.
- OPPENHEIM , V. 1937. Geological exploration between upper Juruá river, Brazil, and middle Uvayali river, Peru. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, Chicago, 21 (1): 97-110.
- ORTON, J. 1876. **The Andes and the Amazon**; or, across the continent of South America. 3ed. New York, Harper. 645p.

- OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. New York, **Geological South America Bulletin**, 96:504-515.
- PAIVA, G. de. 1929. Valle do rio Negro (physiografia e geologia). **B. Serv. Geol. Mineral.**, Rio de Janeiro, (40):1-62.
- PANIZZA, M.; CASTALDINI, D.; BOLLETINARI, G.; CARTON, A.; MANTOVANNI, F. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. Berlin. **Z. Geomorph. N.F.** Supl. Bd, 63: 173-211.
- PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.I.; ANDRADE, A.F.; NASCIMENTO, J.O.; OLIVEIRA, J.R.; PRAZESRE, W.V. 1977. **Projeto Jamaxim**; relatório final, Manaus, DNPM/CPRM, 8v.
- PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G. de; RIKER, S.R.L.; WILDNER, W. 1981. **Projeto Catrimani – Uraricoera**; relatório de progresso. Manaus, DNPM/CPRM, 2v. il.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de; PRANDINI, F.L. 1981. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo – Notícia Explicativa**. São Paulo, Governo do Estado/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. v.1, 99p.
- RAMGRAB, G.E. & DAMIÃO, R.N. 1970. **Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Baraúna**. Belém, DNPM, 40p.
- RÄSÄNEN, M.; LINNA, A.; IRION, G.; HERNANI, L.R.; HUANAN, R.V.; WESSELING, F. 1998. Geologia e geoformas da área de Iquitos. In: KALLIOLA, S.F. & PAITÁN, S.F. Eds. **Geocologia e desarrollo en la zona de Iquitos, Peru**. Turku, Turun Yliopisto, 544p. p.21-95. il. (Turun Yliopiston Julkaisuja. Sarja A:114).
- REIS, N.J. & FRAGA, L.M. 1998. **Geologia do Estado de Roraima**. Manaus, CPRM, 26p. (Relatório Interno).
- REIS, N.J. & SOUZA, M.A.P. 1997. **Aspectos geológicos do Domínio Baixo Rio Negro**. Manaus, CPRM. 9p. (Relatório de Viagem).

- REIS, N.J.; FARIA, M.S.G.; MAIA, M.A.M. 2002. O quadro Cenozóico da porção norte-oriental do estado de Roraima. In: KLEIN, E.L.; VASQUE, M.L.; COSTA, L.T.R. (eds.) **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte. 318p.p259-272.
- REZENDE, C.A.A. & CUNHA, F.M.B. da. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 93-112.
- REZENDE, W.M. de. 1971. O mecanismo de intrusões de diabásios nas bacias paleozóicas do Amazonas e do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3. p.123-138.
- REZENDE, W.M. de. 1972. Post Paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drifts. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3. p.205-210.
- REZENDE, W.M de & BRITO, C.G. de. 1973. Avaliação geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju. **Anais**. Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3. p.227-246.
- ROXO, M.G. de O. 1924. Breve notícias sobre os fósseis terciários do Alto Amazonas. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro (11):41-52.
- ROXO, M.G. de O. 1935. Considerações sobre a geologia e a paleontologia do Alto Amazonas. **Annaes da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 7(1):63-7.
- ROXO, M.G. de O. 1937. Fósseis pliocênicos do rio Juruá, Estado do Amazonas. **Notas Preliminares e Estudos do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, (9):4-13.
- RUELLAN, F. 1945. **As rias amazônicas** (Conferência). Semana de Estudos Geográficos. Sorocaba, (mimeo).

- SAADI, A. 1995. A geomorfologia da serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos, Revista de Geociências**. Belo Horizonte, UFMG, Instituto de Geociências. 3(1):41-63.
- SAKAMOTO, T. 1957. **Trabalhos sedimentológicos, geomorfológicos e pedogenéticos referentes à Amazônia**. Belém, SPVEA, 179p.
- SANTOS, D. B. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B. da; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SB.21-Tapajós**, Rio de Janeiro, DNPM, p.1-99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, J.O.S. 1974. Considerações sobre a bacia cenozóica Solimões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 3-11.
- SANTOS, J.O.S. 1978. Subdivisão do pré-cambriano da Amazônia, uma sugestão. **Acta Amazônica**. Manaus, 8(2): 267-287.
- SANTOS, J.O.S. 1981. **A Suíte Intrusiva Surucucus e a reativação Parguazense. (Petrologia)**. Manaus, CPRM, 35p (Relatório Técnico Interno). Trabalho apresentado no 1º Symposium Amazônico, Puerto Ayacucho.
- SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a bacia amazônica. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 501p.p. 57-91.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do *Craton* Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 501p., p.93-127.

- SANTOS, J.O.S. & NELSON, B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 9, Caracas. **Temário...** . Caracas, Venezuela, 210p.p. 22-32.
- SANTOS, J.O.S.; MOREIRA, A.S.; PESSOA, M.R.; OLIVEIRA, J.R.; MALOUF, R.F.; VEIGA JÚNIOR, J.P.; NASCIMENTO . 1974. **Projeto Norte da Amazônia – Domínio Baixo rio Negro; Geologia da Folha NA.20-Z**; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM.v3.
- SCHAEFER, C. & DALRYMPLE, J. 1995. Landscape Evolution in Roraima: Planation, paleosols and paleoclimates. Berlim, **Z. Geomorph.N.F.** 39(1): 1-28.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. de A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 501p., p.9-53.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1981. **Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais – escala 1:2.500.000**. Brasília, DNPM. mapa.
- SCHREVE, R.L. 1967. Infiniti topologically random networks. **Journal of Geology**. 75, 178-186.
- SCHUMM, S.A. 1986. Alluvial River response to active tectonics. In: WALACE, R.E. **Active Tectonics**. Washington, D.C, National Academic Press.. p. 80-94.
- SENGOR, A.M.C.; GÖRÖR, N.; SAROGLU, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case of study. In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds). **Strike-slip Deformation, basin formation, and sedimentation**. p.227-64, (Soc.Econ. Palaeontol. Mineral Spec. Publ. 37).
- SILVA, C.L.; JIMENEZ-RUEDA, J.R.; COSTA, S.S.; BORGES, M.S. 2202. Tectônica cenozóica da região de Urucu – Folha Coari, Estado do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa. **Resumos**. João Pessoa, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 367. 1 CD-ROM.

- SILVA, G.H; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G. de; BEZERRA, P.E.L.; PIMENTA, O.N. dos S; TASSINARI, C.C.G.; FERNANDES, C.A.C. 1980. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.21-Juruena**. Rio de Janeiro, p. 21- 116, (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SILVA, L.L. da. 1999. Um grave problema estratigráfico na região do Alto Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 596p.p.431-434.
- SILVA, L.L. da.2001. Um grave problema estratigráfico na região do Alto Solimões. In: REIS, N. & MONTEIRO, M.A.S. (Coords.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia, 463p.p 449-461.
- SILVA, L. L. da ; RIVETTI, M.; DEL´ARCO, J.O.; ALMEIDA, L.F.G. de; DREHER, A.M.; TASSINARI, C.C.G. 1976. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC-19-Rio Branco**. Rio de Janeiro. P. 17-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 12).
- SILVA, T.C. da. 1986. **Proposta metodológica de Estudos Integrados para o diagnóstico dos recursos naturais e problemas ambientais**. Salvador, IBGE/DRN-BA, n.p. (Relatório Técnico Interno).
- SILVA, T.C. 1987. **Metodologia dos estudos integrados para o zoneamento ecológico-econômico**. Salvador, IBGE/DRN-BA, n.p. (Relatório Técnico Interno).
- SINGWALD JUNIOR, J.T. 1928. Geology of the Pichis and Pachitea rivers, Peru. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, 39(2):447-468.
- SIOLI, H. 1968. Principal biotipes of primary production in the waters of Amazonia. In: SYMP. RECENT ADV. TROP. ECOL, 1. **Proceedings**. The Inst. Soc. for Prop. Ecology. p.591-600.
- SIOLI, H. 1974. **Amazon Tributaries and Drainage Basins. Coupling of Land and water system**. New York-Berlin. Springer Verlag. p. 199-213.

- SLEMMONS, D.B. 1991. Introduction. In: SLEMMONS, D.B (Coord.). **The Geology of North America**, Decade Map. Neotectonics of North America. Colorado, Geological Society of America, v.1., p.1-20.
- SLEMMONS, D.B. & DEPOLO, C.M. 1986. Evaluation of active faulting and associate hazards. In: WALLACE, R.E. **Active Tectonic**. Washington, D.C., National Academic Press, p.45-62.
- SMITH, L. 1836. Account of the rivers Amazon and Negro, from recent observations (map). **J. Royal Geogr. Soc. London** 6:11-23.
- SOARES, L. de C. 1959. Hidrografia, a grande bacia Amazônica. In: BRASIL. IBGE. **Geografia do Brasil**, Grande Região Norte. Rio de Janeiro, v.1. p. 128-194.
- SOARES, L. de C. 1977. Hidrografia, a grande bacia Amazônica. In: BRASIL. IBGE. **Geografia do Brasil**, Grande Região Norte. Rio de Janeiro. v.1, p.95-166.
- SOARES, L. de C. 1988. Hidrografia, a grande bacia Amazônica. In: BRASIL. IBGE. **Geografia do Brasil**, Grande Região Norte. Rio de Janeiro, v.1, p. 73-121..
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas. **Notícias Geomorf.** , Campinas, 16(32):71-104.
- SOARES, P.C.; LUZ, M.E.R.; REDAELLI, R; GUERRA, S.M.S. 1982. **Análise morfoestrutural em fotos aéreas**: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. São Paulo, PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT), 18p. il.
- SOARES, P.C.; MATTOS, J.T. de; BALIEIRO, M.G.; BARCELLOS, P.E.; MENESES, P.R.; GUERRA, S.M.S.; CSORDAS, S.M. 1981. **Análise morfoestrutural regional com imagens de radar e landsat na Bacia do Paraná**. São Paulo, PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT), 23p. il.
- SOUZA FILHO, P.V.; QUADROS, A.L.E.S; SCANDOLARA, J. E.; SILVA FILHO, E.P. da; REIS, M.R. 1999. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial

- Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, 29(4):469-476.
- STEINMANN, G. 1929. **Geologic von Peru**. Heidelberg, Karl Winter, 448p.
- STERNBERG, H.O. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 12(4):3-26.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (ed). **Continental Deformation**. Oxford, pergamon Press, 421p.p. 370-410.
- STRAHLER, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin Geological Society of America**. 63:1117-42.
- STRANDBERG, C. 1967. **Aerial Discovery Manual**. New York, John Wiley & Sons, 237p.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. **Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms**. New York, Longman Scientific & Technical, 537p.
- SZATMARI, P. 1984. Tectonismo na Faixa de Dobramentos Juruá. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus. **Anais**. Manaus, DNPM, 517p.p. 117-128.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. **Evolução geotectônica da Província Rio Negro – Juruena na região amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 99p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JÚNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; MONTALVÃO, R.M.G. de 1986. **A idade das rochas e dos eventos tectônicos no Craton Amazônico e áreas adjacentes no Brasil**. Goiânia, IBGE, 108p. (Relatório Interno).
- TRAVASSOS, W.A.S. & BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo Terciário na área do rio Tapajós, Bacia do rio Amazonas. **Bol. Geociênc. PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 4(3):221-340.

- TRICART, J. L.F. 1977a. Types des lits fluviaux en Amazonia Brésilienne. **Ann. Geogr.**, Paris, 86(473):1-54.
- TRICART, J.L.F. 1977b. Tipos de planícies fluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 39(2):3-40.
- TRICART, J.L.F. 1985. Evidence of Upper Pleistocene dry climates in northern South America. In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. (eds) **Environmental Change and Tropical geomorphology**. London: George Allen & Unwin. 378p.
- VEIGA JÚNIOR, J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R.; SOUZA, S.A.S. 1979. **Projeto Sulfetos de Uatumã**; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM. 6v.
- WALCOT, R.I. 1970. Isostatic response to loading of the crust in Canada. **Canadian Journal of Earth Sciences**. 7:716-734 (Supl.)
- WALLACE, A.R. 1853. On the rio Negro. **Journal of Royal Geographic Society of London**, 23:212-217, mapa.
- WANDERLEY FILHO, J.R. & COSTA, J.B.S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3º, Belém. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 610p.p.244-259.
- ZERNITZ, E.R. 1932. Drainage pattern and their significance. **J. Geol.** Chicago, 40:498-521.